

03077

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

INSTITUTO DE GEOFISICA
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA



ERUPCIONES PLINIANAS DEL HOLOCENO EN EL VOLCAN,
CERRO MACHIN, COLOMBIA, ESTRATIGRAFIA,
PETROGRAFIA Y DINAMICA ERUPTIVA.

T E S I S

PARA OBTENER EL GRADO DE:

**MAESTRO EN SISMOLOGIA Y
FISICA DEL INTERIOR DE LA TIERRA**

P R E S E N T A :

HERNANDO RUEDA GALEANO

ABRIL, 2005

m. 343808



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

AGRADECIMIENTOS

El autor desea expresar sus agradecimientos a:

Dr. José Luis Macías, por su ayuda desinteresada, amistad y gran apoyo en momentos difíciles y por aceptar la tutoría de este trabajo.

Dr. Claus Siebe, por su gran apoyo durante los primeros meses de estancia y por su colaboración al iniciarme en los estudios de volcanes.

Dr. Juan Manuel Espíndola, Dr. Juan Carlos Mora, Dra. Lucía Capra y Dr. Gerardo Carrasco (sinodales), por tomarse el tiempo para revisar este manuscrito.

A **La Mafia Mexicana** (Renato, Nacho, Lilia, Paty, El Tigre, Isaac, Abel, Cecilia, Charly y Araceli), **La Mafia Italiana** (Teresa, Lorenzo, Marco, Fernando y Damiano) y **la Mafia Sudamericana** (El Choca, Lucy, Paula, Antonia y Hugo); ah! y a Dimitri.

Al **Instituto Panamericano de Geografía e Historia (IPGH)**, quienes patrocinaron mis estudios de maestría con la beca otorgada durante el periodo 2001-2003. # GEOF.3.4.4.2.

A la **Geological Society of America** por la beca # 7510-03. 2003.

A las **secretarías del posgrado** que aguantaron la tardanza en mis papeles, Araceli y Mónica, gracias...

Al **Once Caldas**, por esos dos grandes triunfos, que viví desde lejos pero los acompañe de corazón.

Al **Servicio Geológico Metropolitano**.

A la **Lic. en Geografía Celia López** por su ayuda y consejo en la elaboración de algunos mapas.

Al **Dr. José Luis Arce**, por su colaboración y enseñanzas durante todo el trabajo de tesis. Felicidades por tu nueva paternidad al igual que a Silvia y Fernandita.

A mis **compañeros de INGEOMINAS, Manizales**, Ricardo, Gloria, Milton, César, Héctor Mora, Jaime, Carlangas, Fabio, Amparo Coral, Álvaro Pablo, Fernando Gil, Olga Patricia, Melvita y El Cabezón. Por su amistad incondicional y recordarme siempre mi territa.

A mis **amigos**, Nico, Bart, Lilo, Goggy, Caro, El Costeño, Paola, Marcelo, Nhora, Maleficio, Kike, Fisher, La Nata y El Chapu.

A mis **compañeros de INGEOMINAS Pasto**, Lucha, Martica Zaa, Omar, Pablo Chamollo, don Ricardo, Betty, Diego, Juan, Hernán, Paula, Amparo, Carlos Estrada, Ricardo, Raúl, Byron y Dra. Martha Lucia Calvache.

A la Dra. Christina Siebe, por su apoyo en situaciones para mí difíciles, gracias por levantarme el ánimo.

Al posgrado en ciencias de la tierra a cargo de la Dra. Blanca Mendoza y anteriormente, Dr. Oscar Campos

A mis amigos de Flymex, Salvador, Rodrigo, Carlos Medrano, Guss, Gus y Goyo.

A la Familia Díaz, Pola, Don Héctor, Mélida, Javier, Linda, Tuto, “Javier el Cacorrón”, Los dos Leos, Clemencia, El “pajiaito”, Licetas, la flaca ...

Agradecimiento especial a la familia Rueda, por apoyarme y por mantenernos unidos en momentos de dolor.

A aquellos que por alguna razón omití pero que no dejan de ser parte de este logro, a ellos gracias...

In memoriam,

Luisa Katherine

Y

Hernando Rueda

Lamentable pérdida, de mis
entrañables hermana y padre,
ojalá estén gozando en donde
quiera que se encuentren.
Luego nos volveremos a reunir.....

Gracias Dios por esta gran recompensa:

Janette y Camila,

Gracias por llenar mi vida de luz, por su gran
apoyo, fortaleza y amor.

TABLA DE CONTENIDO

Resumen	Pag.
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Objetivos	3
1.2. Localización y Geomorfología	3
1.3. Marco Tectónico y Geológico	4
1.4. Trabajos Previos	8
2. GEOLOGÍA LOCAL	10
2.1. Ambiente Tectónico	11
3. ESTRATIGRAFÍA VOLCÁNICA Y FECHAMIENTOS POR RADIOCARBONO	15
3.1. Unidad Espartillal	15
3.2. Unidad P0	22
3.3. Unidad P1	28
3.4. Unidad GUAICO	34
3.5. Unidad P2	36
3.6. Unidad EL ANILLO	38
4. ANÁLISIS GRANULOMÉTRICOS	42
4.1. Unidad Espartillal	42
4.2. Unidad P0	43
4.3. Unidad P1	43
4.4. Unidad GUAICO	44
4.5. Unidad P2	44
5. DINÁMICA ERUPTIVA – DEPÓSITOS DE PÓMEZ PLINIANOS	47
5.1. Mapas de Isopacas e Isopletas y Volumen	47
5.1.1. Unidad Espartillal	50
5.1.2. Unidad P0	50
5.1.3. Unidad P1	51
5.1.4. Unidad EL GUAICO	52
5.1.5. Unidad P2	52
5.1.6. Unidad EL ANILLO	52
5.2. Altura de Columnas Eruptivas	53
5.3. Tasa eruptiva	54
5.4. Duración Estimada de las Erupciones	54
5.5. Poder y Energía de las Erupciones	59
5.6. Comparación con Otros Volcanes	62

6. PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA	63
6.1 Métodos Analíticos	63
6.2. Petrografía	65
6.2.1. Unidad Espartillal	65
6.2.2. Unidad P0	66
6.2.3. Unidad P1	68
6.2.4. Unidad El Guaico	68
6.2.5. Unidad P2	69
6.3. Análisis Químicos de Roca Total	70
6.3.1. Clasificación Química	71
6.3.2. Elementos Mayores	72
6.3.3. Elementos Traza	75
6.3.4. Diagramas Multielementos	77
6.4. Variación Temporal	79
6.5. Geoquímica en los Volcanes Colombianos	81
6.5.1. Antecedentes	81
6.5.2. Clasificación Química	83
6.5.3. Elementos Mayores	83
6.5.4. Diagramas Multielementos	86
7. Evaluación del Peligro	90
7.1. Depósitos de caída	90
7.2. Flujos piroclásticos	90
7.3. Lahares	91
8. DISCUSIÓN E INTERPRETACIÓN	94
8.1. Mecanismos eruptivos y Origen de los Eventos Volcánicos	94
8.1.1. Erupción Espartillal (5000 años A.P.)	94
8.1.2. Erupción P0 (4600 años A.P.)	96
8.1.3. Erupción P1 (3600 años A.P.)	98
8.1.4. Erupción El Guaico (2600 años A.P.)	102
8.1.5. Erupción P2 (1200 años A.P.)	104
8.1.6. Erupción EL ANILLO (900 años A.P.)	106
9. CONCLUSIONES	108
10. REFERENCIAS	110

Lista de Figuras

- Figura 1.1.** Columna eruptiva observada en la erupción del volcán Guagua Pichincha el 7 octubre de 1999 (Foto por Daniel Andrade).
- Figura 1.2.** Tectónica de Colombia y áreas vecinas (modificado de Pennington, 1981).
- Figura 1.3. a)** Porción de una foto aérea donde se observa la estructura volcánica que conforma el VCM. **b)** Domo central (D) con una altura de 150 m, los domos se encuentran rodeados por el anillo piroclástico (A).
- Figura 1.3. c)** Localización del VCM en la Cordillera Central de los Andes y ubicación de las secciones estratigráficas presentadas en éste trabajo.
- Figura 2.1.** Etapas de formación de una cuenca pull apart, donde predominan los esfuerzos de extensión.
- Figura 2.2.** Mapa geológico simplificado del área del VCM y su localización en los Andes Colombianos.
- Figura 2.3 a)** Fotografía aérea donde se ubican las principales fallas y lineamientos presentes en los alrededores del VCM.
- Figura 2.3. b)** Imagen satelital en la que se ubican de manera general los principales rasgos estructurales del área de estudio.
- Figura 3.1.** Columna estratigráfica generalizada de los depósitos que componen los distintos eventos eruptivos del VCM durante el Holoceno.
- Figura 3.3.** Correlación estratigráfica de secciones más representativas de la erupción P-1.
- Figura 3.4.** Distribución de los depósitos que conforman la erupción P-1.
- Figura 3.5.** Detalle de los “troncos” carbonizados en un depósito de flujo piroclástico en el sector de la barranca El Espartillal (Sección 544).
- Figura 3.6.** Detalle de la secuencia de oleadas, se observa la estratificación cruzada característica y las estructuras de impacto.
- Figura 3.7.** Correlación estratigráfica de secciones más representativas de la erupción P0.
- Figura 3.8.** Distribución de los depósitos que conforman la erupción P0.
- Figura 3.9.** Columna estratigráfica generalizada para la erupción denominada P0.
- Figura 3.10. a)** Detalle de los depósitos de caída de la erupción P0. **b)** Pómez bandeadas encontradas en el depósito de caída P0A.
- Figura 3.11.** Detalle de las oleadas piroclásticas intercaladas con flujos piroclásticos de la última fase de la unidad P0, sector de los Tunjos. 3,5 km al S del VCM.
- Figura 3.12. a)** Correlación estratigráfica de secciones más representativas de la erupción P+1.
- Figura 3.12. b)** Columna estratigráfica generalizada para la erupción denominada P+1.
- Figura 3.13.** Vista general del depósito correspondiente a una brecha de explosión.
- Figura 3.14.** Detalle de la secuencia de flujos piroclásticos.
- Figura 3.15. c**
- Figura 3.16.** Columna estratigráfica generalizada para la erupción denominada El Guaico.
- Figura 3.17.** Distribución de los depósitos que conforman la erupción El Guaico.
- Figura 3.18.** Detalle de la secuencia de bloques y ceniza en la localidad El Guaico.
- Figura 3.19. a)** Columna estratigráfica generalizada para la erupción denominada P+2.
- Figura 3.19. b)** Correlación estratigráfica de secciones más representativas de la erupción P+2.

Figura 3.20. Depósito de caída P2C Suprayaciendo discordantemente los depósitos de la unidad P+1.

Figura 3.21. Distribución de los depósitos que conforman la erupción P+2.

Figura 3.22. Detalle del depósito de flujo piroclástico que suprayace el depósito de caída P2C.

Figura 3.23. Detalle del depósito que se observa en el borde del anillo piroclástico. Las manchas cafés representan fragmentos de un depósito de ceniza retrabajado.

Figura 3.24. Campo fumarólico localizado en la ladera SW de uno de los domos que se encuentran al interior de la estructura.

Figura 3.25. Distribución de los depósitos que conforman la erupción EL ANILLO.

Figura 4.1. Columna Estratigráfica generalizada de los depósitos que componen los distintos eventos eruptivos del VCM durante el Holoceno e histogramas de algunos depósitos de caída y flujos piroclásticos.

Figura 4.2. Comparación de las gráficas modificadas de Walker (1985), para diferentes depósitos piroclásticos de caída.

Figura 4.3. Curvas acumulativas de algunos depósitos de caída piroclástica que conforman las distintas unidades de la estratigrafía del VCM.

Figura 5.1. Ejemplo gráfico del método de Fierstein y Nathenson (1992) para encontrar la pendiente de los datos.

Figura 5.2. Mapas de isópacas de diferentes depósitos de caída. La distribución preferencial es hacia el W.

Figura 5.3. Mapas de isópacas de diferentes depósitos de caída. La distribución preferencial es hacia el W.

Figura 5.4. Esquema que ilustra como se obtiene el valor correspondiente al intervalo en dirección del viento (IDV) y el intervalo perpendicular a la dirección del viento (IPV), en los mapas de isópacas.

Figura 5.5. a) y b) Mapas de isopletras de diferentes depósitos de caída.

Figura 5.5c. Gráfica modificada de Carey y Sparks (1986) para la estimación de la altura de columna eruptiva y velocidad del viento, IPV vs IDV. Para clastos con 6.4(A) y 0.8 cm (B) de diámetro y con una densidad de 2500 kg/m³.

Figura 5.6. Cálculo de la tasa de emisión de volumen y de masa. Modificado de Sparks (1986).

Figura 5.7. Comparación idealizada de la magnitud de los diferentes eventos a través del tiempo.

Figura 6.1. Histogramas que muestran los resultados del análisis modal de muestras seleccionadas de los depósitos en estudio.

Figura 6.2: Secciones delgadas de algunos fragmentos de las distintas erupciones del VCM (nicoles cruzados). **a:** Cristal de plagioclasa (Plg), el del centro muy corroído, cuarzo fracturado (Qz) y cristal de hornblenda (Hbl). **b:** Inclusión de apatito tabular (Ap) en plagioclasa. **c:** Cristales de biotita alargados (Bt) y orientados en una matriz fluidal.

Figura 6.3. Diagrama de clasificación química de las rocas del VCM, SiO₂ vs K₂O + Na₂O (Le Bas et al., 1986).

Figura 6.4. Diagramas de Harker para elementos mayores de las rocas del VCM.

Figura 6.5. Diagramas de Harker para elementos traza de las rocas del VCM.

Figura 6.6. a) Diagrama multielementos (Sun y Mac Donough, 1989) normalizado contra valores del manto primitivo.

Figura 6.6. b) Diagrama multielementos (Sun and Mac Donough, 1989) normalizado con valores de las condritas.

Figura 6.7. Variación temporal para los elementos mayores y traza en las rocas del VCM.

Figura 6.8. En la parte superior se muestra la posición del arco volcánico, la trinchera y las isolíneas que muestran la zona de Wadati - Benioff, el perfil AA' muestra la sismicidad asociada a la zona de subducción, la distancia del VCM a la trinchera y la profundidad del slab, los otros volcanes dibujados, de izquierda a derecha, son el Nevado del Ruiz y el volcán Cerro Bravo.

Figura 6.9 A: Diagrama de variación donde se plotean las rocas según su contenido en potasio, valores para diferentes volcanes colombianos. **B:** Diagrama de clasificación química para las rocas del arco volcánico colombiano, SiO₂ vs K₂O + Na₂O (Le Bas et al., 1986).

Figura 6.10. Grafica de análisis químicos de elementos mayores. Se aprecian las diferentes tendencias por volcán.

Figura 6.11. Diagramas multielementos para los volcanes colombianos. Normalizados con valores del manto primitivo. (Sun y Mac Donough, 1989).

Figura 6.12. Diagramas multielementos para los volcanes colombianos. Normalizados con valores de las condritas.

Figura 7.1. Mapa de peligros para caídas y flujos piroclásticos.

Figura 7.2. Mapa de peligros para lahares.

Figura 8.1. Representación de las distintas fases eruptivas de la erupción P-1 (5000 años A.P.).

Figura 8.2. Representación de las distintas fases eruptivas de la erupción P0 (4600 años A.P.).

Figura 8.3 Representación de las distintas fases eruptivas de la erupción P+1 (3600 años A.P.).

Figura 8.4 Representación de las distintas fases eruptivas de la erupción El Guaico (2600 años A.P.).

Figura 8.5 Representación de las distintas fases eruptivas de la erupción P+2 (1600 años A.P.).

Figura 8.6 Representación de las distintas fases eruptivas de la erupción El Anillo (900 años A.P.).

RESUMEN

El Cerro Machín es un volcán de edad holocénica, localizado en el borde oriental de la Cordillera Central de los Andes Colombianos, con una altura de 2750 msnm, es un volcán poligenético, de composición dacítica y de tipo anillo piroclástico con un diámetro de 2,4 km; en su interior se encuentran domos con actividad fumarólica, cubiertos actualmente por densa vegetación. El origen de este volcán se atribuye al desarrollo de una cuenca “pull apart” en el cruce de las fallas Machín y Cajamarca. El estudio detallado de la estratigrafía de este volcán apoyado por varios fechamientos de radiocarbono indican que han ocurrido 6 erupciones de gran magnitud durante el Holoceno, denominadas Espartillar (5000 años), P0 (4600 años), P1 (3600 años), Guaico (2600 años), P2 (1200 años) y Anillo (900 años). El registro estratigráfico de cada erupción consiste de numerosos depósitos piroclásticos de caída y flujo. Los depósitos piroclásticos de caída, en general, están expuestos hasta 60 km del cráter cubriendo un área aproximada de 2000 km² y con volúmenes mínimos de 4.9 km³ (2 km³ en RDE, erupción P1). Las columnas eruptivas alcanzaron alturas que oscilan entre los 19 y 32 km de alto. El colapso de estas columnas generó depósitos de flujos piroclásticos, los cuales se encuentran distribuidos hasta 15 kilómetros alrededor del volcán, algunos de estos superaron barreras topográficas hasta de 200 metros de altura. Debido a la remoción por agua del material piroclástico emitido que relleno los valles de los ríos y las barrancas alrededor del volcán se generaron lahares de gran magnitud que cubren un área del orden de 1000 km² y alcanzaron distancias hasta de 115 kilómetros por el cauce de los Ríos Coello y Magdalena, siendo este último el de mayor relevancia en el país. Los depósitos de estas erupciones han cubierto áreas extensas que en la actualidad son ocupadas por importantes ciudades de los departamentos de Tolima, Quindío y Norte del Valle del Cauca, al igual que vías de comunicación de gran importancia económica para el país.

1. Introducción.

Desde tiempos antiguos las erupciones Plinianas han sido uno de los fenómenos más espectaculares y catastróficos de la actividad volcánica que han afectado a la humanidad. La primera erupción pliniana fue descrita en el año 79 D.C. por Plinio (el joven) quien observó durante tres días las erupciones del volcán Vesubio en Italia. Las ciudades de Pompeya (situada a 10 km del volcán) y Herculano (situada a 6 km del volcán), además de una decena de poblados situados al pie del volcán fueron destruidos y sepultados por los productos eruptivos. Se trata de erupciones muy explosivas, caracterizadas por la rápida y continua emisión de un gran volumen de productos piroclásticos. La forma de la columna se asemeja a un “hongo” y alcanza alturas que pueden superar los 40 km. Dicha columna se divide en tres regiones (según Sparks, 1986): 1) la región de empuje de gas, donde las partículas y los gases son expelidos turbulentamente hacia arriba con gran fuerza a velocidades supersónicas arriba de 600 m s^{-1} . 2) La región convectiva en la cual el calor y los gases flotantes llevan los fragmentos más finos hacia la estratosfera con velocidades convectivas de aproximadamente 200 m s^{-1} , los fragmentos más grandes contenidos en esta zona caen por gravedad. 3) La región de sombrilla en donde la columna alcanza su máxima altura y su densidad es igual que la del ambiente que le circunda. Ahí el material piroclástico es desplazado por el viento predominante al momento de la erupción, que favorece su dispersión cubriendo generalmente áreas enormes y depositando un espesor considerable que decae conforme se aleja de la fuente. (Sparks, 1986; Sparks, et al, 19897) (Fig. 1.1).

El caso más reciente en el mundo de erupciones de tipo pliniano, es el del Monte Pinatubo, en Filipinas. Su erupción ocurrida en 1991, produjo una columna eruptiva cercana a los 40 km de altura que afectó grandes extensiones de terreno ($350,000 \text{ km}^2$) y poblados que se encontraban hasta 60 km en línea recta del volcán. Dicha erupción arrojó un volumen de 7 km^3 de material piroclástico (Spence et al., 1996). La removilización de los depósitos piroclásticos favoreció la formación de lahares que afectaron diversos poblados, algunos ubicados, hasta 50 km de distancia del volcán, causando grandes destrozos y muertes (Major et al., 1996).



Figura 1.1. Columna eruptiva observada en la erupción del volcán Guagua Pichincha el 7 octubre de 1999 (Foto por Daniel Andrade). Se observan claramente las 3 regiones que la conforman.

El estudio estratigráfico realizado recientemente en diferentes volcanes de Colombia, indica que durante el Pleistoceno y el Holoceno han ocurrido eventos plinianos de diferente magnitud en los volcanes Nevado del Ruiz (Calvache, 1986 y Naranjo et al, 1986), Cerro Bravo (Lecinsky, 1986), Nevado del Tolima (Cepeda et al, 1988) y Cerro Machín (Cepeda et al. 1995, 2001, 2003; Cortés 2001, Méndez 2001 y Rueda, 2000, 2001 y 2002). Con base en su carácter explosivo y a la extensión de sus depósitos, este último volcán es considerado como el volcán potencialmente más peligroso de Colombia. Los distintos periodos eruptivos del volcán Cerro Machín (VCM) están evidenciados por la presencia de depósitos producidos por caída, flujos piroclásticos y lahares de gran magnitud. La presencia de material carbonizado en los depósitos del VCM, indican que el volcán ha presentado al menos seis erupciones (5 plinianas y una del tipo merapy) con un índice de explosividad volcánica de aproximadamente 5 (IEV, Newhall y Self, 1982 y Carey y Sigurdsson, 1989) durante los últimos 10,000 años. Estas erupciones cubrieron extensas áreas en donde actualmente se encuentran establecidas ciudades económicamente importantes para el país. La morfología del VCM, así como su secuencia eruptiva, tiene gran similitud con los volcanes Azufral (Cortés, 2001) en el sur de Colombia y Chichón en México (Espíndola et al., 2000 y Macías et al., 2003), en el sentido de que ambos

volcanes están caracterizados por presentar edificios volcánicos pequeños, pero con erupciones altamente explosivas. El volcán Chichón despertó violentamente el 28 de marzo de 1982, después de un periodo de reposo de 550 años (Espíndola et al., 2000 y Macías et al., 2003), produciendo la muerte de más de 2000 personas y destruyendo 9 poblados en menos de 8 días de actividad (Sigurdsson et al., 1984 y García et al., 2004). La erupción ocurrió con relativa sorpresa, debido a que los científicos y autoridades gubernamentales desconocían la historia eruptiva de este volcán. Es por eso que el estudio de éste tipo de erupciones es de vital importancia y más en volcanes activos como lo es el Cerro Machín. Para poder comprender su potencial futuro es indispensable conocer el comportamiento pasado de los volcanes, es por ello que este estudio pretende determinar la cronología y secuencia eruptiva de las últimas erupciones del VCM, con el fin de anticipar el tipo de evento que provocaría una erupción del VCM, mediante el reconocimiento detallado en campo de las distintas secciones reconocidas para diferentes erupciones y su correlación, al tiempo que se pretende entender la dinámica eruptiva de este volcán.

1.1. Objetivos

El objetivo principal del presente trabajo consiste en la realización de un estudio estratigráfico detallado de los depósitos piroclásticos emplazados durante el Holoceno en el VCM y la determinación mineralógica y química de sus productos, con el fin de identificar y cuantificar el número y tipo de erupciones ocurridas, al igual que caracterizar su dinámica eruptiva. De esta forma se podrá conocer el comportamiento eruptivo del volcán y ello servirá de base para anticipar su peligro futuro.

1.2. Localización y geomorfología

El Volcán Cerro Machín (VCM) está localizado en el borde oriental de la Cordillera Central de Colombia a sólo 17 km al NW de la ciudad de Ibagué (Departamento del Tolima) en las coordenadas 4° 29' N y 75° 22' W y tiene una altura de 2750 m.s.n.m. El VCM está conformado por una serie de remanentes de anillos piroclásticos truncados entre si que forman una estructura con un diámetro basal de 2,4 km, con paredes de 150 m de alto y flancos abruptos con pendientes de 30° a 60° y colapsada en el sector SO. El desnivel con respecto a la base del edificio es de 600 m. Actualmente, se encuentran en su interior domos centrales, con una altura de 150 a 250 m, cubiertos por densa vegetación y con

actividad fumarólica (Fig. 1.2a, 1.2b y 1.2c). Esta morfología individual (anillos truncados) permite clasificarlo como un volcán del tipo anillo piroclástico (Wohletz y Sheridan, 1983), sin embargo, se puede clasificar como una pequeña caldera según Lipman (2000), quien las define como estructuras circulares y con un diámetro <5 Km. Recientemente Schmincke (2004) define caldera como estructuras cuyo diámetro supera decenas de kilómetros y cráter como estructuras de decenas de metros, igualmente aclara que las diferencias entre estas dos estructuras es puramente descriptiva cuando se considera el diámetro.

1.3. Marco Tectónico y Geológico

El volcanismo activo de Colombia forma parte de la Zona Volcánica Norte de los Andes, extendiéndose desde el paralelo 5° N al paralelo 2° S. Este volcanismo está asociado con la subducción de la placa oceánica de Nazca de edad Mioceno temprano (10 Ma a 26 Ma), bajo el borde NW de Sudamérica (Hall y Word, 1985). Según Meissner et al. (1976), Gutscher et al. (1999) y Bourdon et al. (2003), el arco volcánico colombiano es muy estrecho y se localiza arriba de una zona sismogénica de Benioff que claramente define una placa que subduce con un ángulo de 45°. En el segmento SW del arco volcánico el desplazamiento de la placa de Nazca es oblicuo y forma un ángulo cercano a los 45° con las principales estructuras continentales (Droux y Delaloye, 1996). La tasa de subducción varía de acuerdo a varios autores entre 6.5 y 9 cm/año (Pennington, 1981; Kellogg, 1989) (Fig. 1.3). El arco volcánico activo colombiano corre paralelamente a la trinchera colombiano - ecuatoriana a unos 300 km al E de esta (Bourdon et al., 2002). Con base en datos sísmicos se cree que la corteza continental tiene un espesor de 40 a 50 km y la profundidad de la zona de Benioff bajo el arco volcánico es en promedio entre 150 y 160 km (Thorpe et al., 1982; Murcia y James, 1982; Gutscher et al., 1999). Pennington (1981), dividió el arco volcánico en zonas, la zona principal, abarca todo el arco volcánico colombiano y se denomina “segmento Cauca”, en la cual la “pieza” subducida es aparentemente continua con la corteza oceánica que subduce bajo Sudamérica, es decir, sus parámetros tectónicos son homogéneos. Otros autores como Monsalve y Pulgarín (1993), con base en la proximidad de los centros eruptivos, dividen el arco volcánico colombiano en tres zonas diferentes. La Zona Norte comprende los volcanes Cerro Bravo, Nevado del Ruiz, El Cisne, Nevado de Santa Isabel, Nevado del Quindío, Nevado del Tolima y el Cerro Machín. La Zona Central se encuentra el Nevado del Huila, el

volcán Sotará y la cadena volcánica de los Coconucos y la Zona SW con el volcán Doña Juana, Galeras, Azufral, Cumbal, Chiles y Cerro Negro.

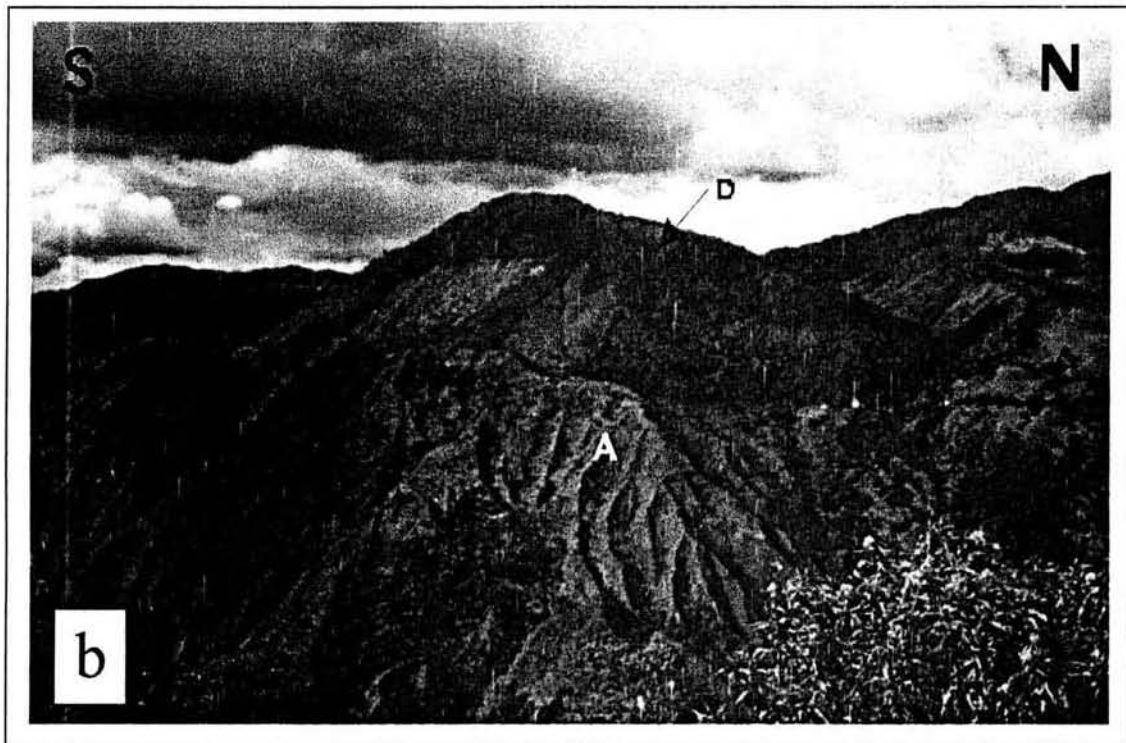
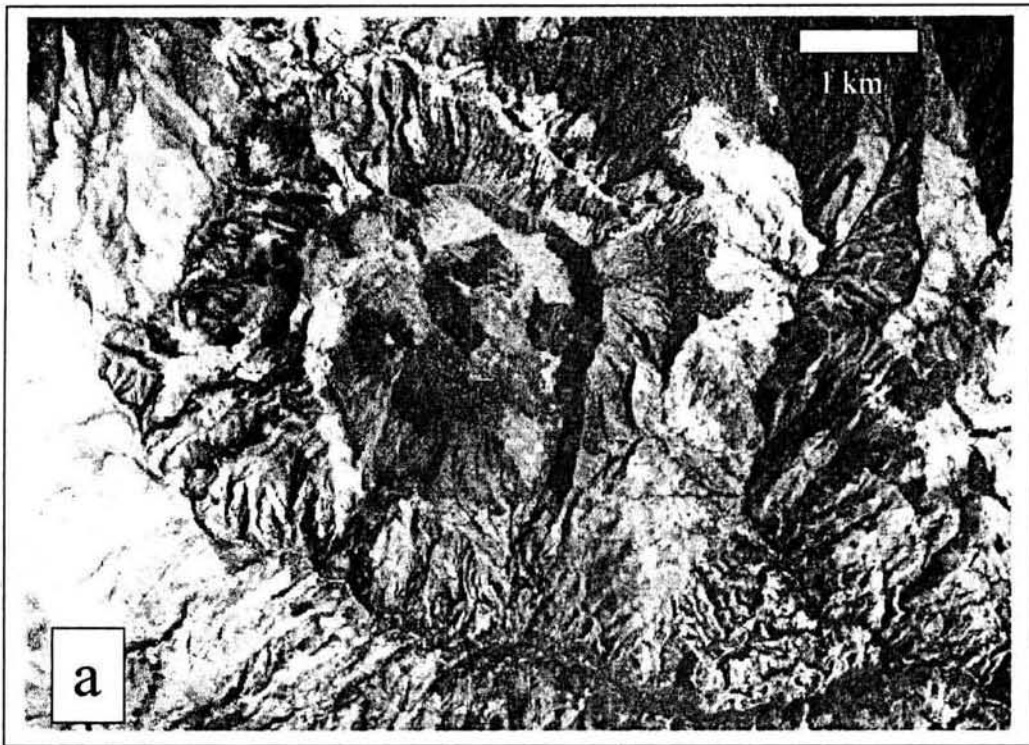


Figura 1.2. a) Foto aérea donde se observa la estructura volcánica que conforma el VCM. b) Domo central (D) con una altura de 150 m, rodeado por el anillo piroclástico (A).

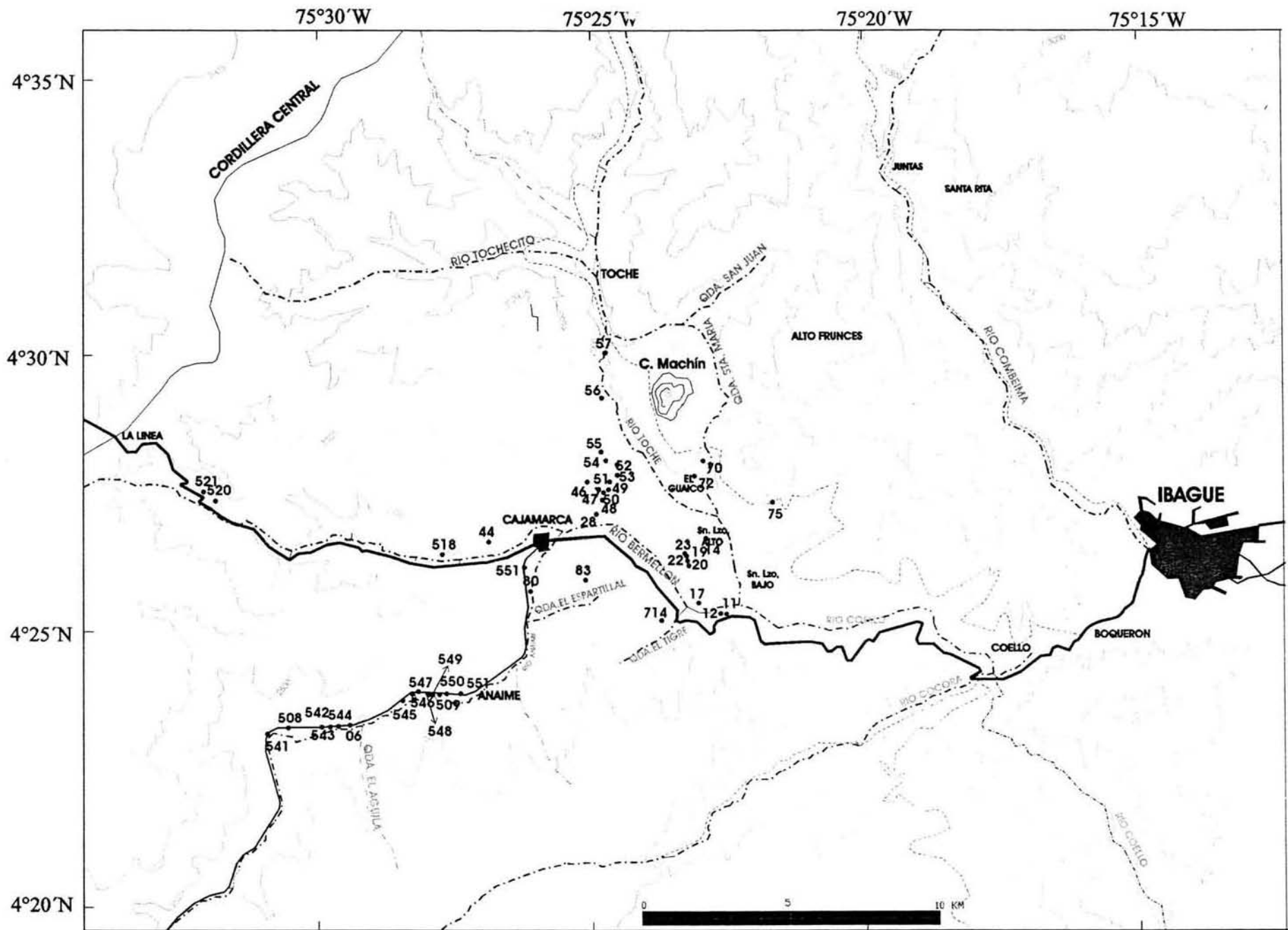


Figura 1.2 c. Localización del volcán Cerro Machín en la Cordillera Central de los Andes y ubicación de las secciones estratigráficas presentadas en éste trabajo. Curvas topográficas cada 100 m.

El arco volcánico de Colombia corre de suroeste a noreste, a través de las Cordilleras Central y Occidental y el valle que las separa. La localización de los volcanes obedece a un control tectónico representado por dos sistemas de fallas principales Cauca – Patía y Romeral – Dolores, así como por sus fallas secundarias asociadas (Fig. 1.3). Dichos sistemas de falla posiblemente tuvieron movimientos destrales en respuesta a la compresión hacia el NE generada por la placa de Nazca, los cuales se prolongaron hasta el Mioceno Superior. Durante el Plioceno desarrollaron un movimiento sinistral, debido a la compresión hacia el SE, producida por el choque del arco de Panamá. Durante gran parte del cuaternario la zona sufre un evento de distensión con dirección NE-SW. En el cuaternario reciente la zona fue sometida nuevamente a un evento compresivo con orientación ENE-WSW. (Murcia y Cepeda, 1991).

La Cordillera Occidental está compuesta de material alóctono de edad post-jurásica. Este bloque está limitado al este por la zona de fallas Cauca – Patía. Su basamento está compuesto de metasedimentos y metavolcanitas del Grupo Dagua del Jurásico Superior y Cretácico, así como de ofiolitas del Cretácico Superior al Eoceno y de sedimentos de la formación Diabasa (Murcia y Cepeda, 1991). Numerosos batolitos de granodiorita han intruido esta cordillera durante el Oligoceno. Los volcanes Azufral, Cumbal y Chiles están localizados sobre el borde oriental de esta cordillera (Fig. 1.3). El valle Cauca- Patía, entre las Cordilleras Central y Occidental tiene una longitud de aproximadamente 600 km y 30 km de ancho. La posición de este valle está controlada por los sistemas de fallas Cauca – Patía y Romeral – Dolores. El relleno sedimentario del valle inicia en el Eoceno y las aportaciones piroclásticas en el Mioceno. El volcán Galeras está ubicado en el borde W de este graben interandino.

La Cordillera Central está compuesta por un basamento metamórfico e ígneo del Precámbrico y Paleozoico, constituido en su mayoría por gneis y esquistos, intrusionados por numerosos batolitos Mesozoicos de granodiorita y monzonita. Durante el Plioceno Tardío y el Pleistoceno Temprano este basamento fue cubierto por depósitos piroclásticos y volcánoclasticos, intercalados con flujos de lava andesíticos y dacíticos que cubren los flancos de la Cordillera Central (Vatin – Pérignon et al., 1990). La Cordillera Central está delimitada al W por la zona de falla Romeral – Dolores y los volcanes Cerro Bravo, Ruiz, Tolima, Machín, Puracé, Huila y Doña Juana están localizados en sus flancos y crestas.

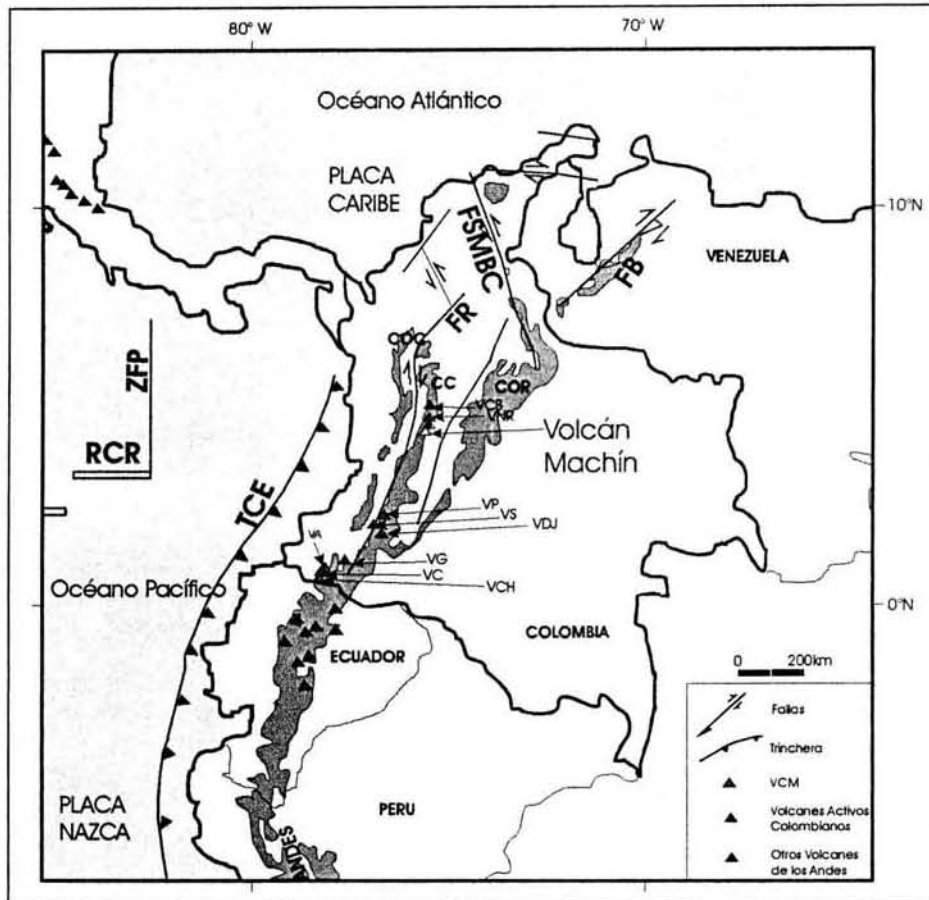


Figura 1.3. Tectónica de Colombia y áreas vecinas (modificado de Pennington, 1981): TCE, Trincherana Colombo-Ecuatoriana; ZFP, Zona de Fractura de Panamá; RCR, Rift de Costa Rica; COR, Cordillera Oriental; CC, Cordillera Central; COC, Cordillera Occidental; FB, Falla Bocono; FR, Falla Romeral; FSMBC, Falla Santa Marta-Bucaramanga. VCB, Volcán Cerro Bravo; VNR, Volcán Nevado del Ruiz; VP, Volcán Puracé; VS, Volcán Sotará; VDJ, Volcán Doña Juana; VG, Volcán Galeras; VC, Volcán Cumbal; VA, Volcán Azufral; VCH, Volcán Chiles.

1.4. Trabajos Previos

Friedlaender (1927) fue informado de la existencia del Cerro Machín por el Hermano Amable quien fue el primero en identificar su origen volcánico. Friedlaender lo cataloga como un volcán-somma (ruina de un cráter más grande) y observa un grupo de domos centrales con actividad fumarólica y fuentes termales. En sus descripciones referentes a la composición mineralógica menciona bloques andesíticos y conglomerados de la misma composición.

Sólo hasta 1983, la Central Hidroeléctrica de Caldas (CHEC) efectuó trabajos de exploración geotérmica que incluyeron el edificio volcánico del Machín. En ellos se refieren como un volcán, al que catalogan como una depresión caldérica en forma de herradura. Concluyen que las lavas terciarias que comúnmente forman la base de muchos volcanes colombianos, como por ejemplo el Cerro Bravo están ausentes bajo el VCM, en donde los productos piroclásticos yacen directamente sobre esquistos del Grupo Cajamarca. En este mismo se presenta una estratigrafía básica, así como el primer fechamiento de C-14 que corresponde a un depósito piroclástico de 3200 años A.P., con lo que concluyen que el volcán ha tenido al menos 2 erupciones plinianas. Finalmente en sus informes inéditos reportan análisis químicos de los productos piroclásticos, lavas y basamento del complejo Ruiz-Tolima y concluyen que las rocas dominantes del VCM tienen una composición dacítica.

Bedoya (1988) recoge una leyenda indígena que indica que los pobladores prehispánicos de la región probablemente presenciaron erupciones del Machín y narra lo siguiente: “Un tiempo hubo en que en aquel santuario remoto se presentó un siniestro Mohán, que acostumbraba violar las doncellas mejor criadas y más atractivas, alegando en su favor un derecho divino. Dio en perseguir con insistencia, pero en vano, a una delicada y bella criatura, vivaz, inteligente, perteneciente a la casta de la suma sacerdotisa Dulima, la cual viéndose perdida y próxima a caer en sus brazos repulsivos, tomó un atrevido plan, consultándolo a los oráculos celestes, el que consistió en que revestida de ánimo y en compañía de algunas de sus más leales amigas, embriagaron con bebidas preparadas con semillas del borrachero al Mohán, lo condujeron engañándolo al interior de una profunda caverna, haciéndolo entrar con el pretexto de que allí se habrían de consumir en lo oscuro sus ansias perversas. Habían preparado previamente grandes pedazos de peñascos hábilmente colocados al borde de la cueva, en un momento dado taparon la entrada, rápidamente sepultándolo, y presurosas se alejaron del lugar conservando su travesura en silencio para no caer en culpa y ser juzgadas. El hechicero murió víctima de su falacia, enterrado en vida, y como resultado de sus magias infernales tembló y rugió el mundo bajo los pies de sus aterrados habitantes, y surgieron amenazadoras de la entraña del volcán gruesas columnas de humo negro, ríos de azufre y lenguas de fuego. Por la entrada removida de la caverna brotaron como por encanto o arte de brujería tres tumultuosas fuentes de agua, la una amarga, la otra hirviente y la tercera fría como la nieve derretida”. Según Bedoya (1988) fue así como surgió la superficie del volcán Cerro Machín. Todavía hoy, a través de los siglos, aquellas fuentes aún subsisten.

Thouret et al. (1995) realizaron un mapa de amenazas para los volcanes Nevado del Tolima y Cerro Machín. En este trabajo reportaron varios fechamientos y consideraron que la última erupción del VCM ocurrió hace 820 +/- 120 años A.P.

A partir de la trágica erupción del Nevado del Ruiz en 1985 (Méndez, 1995) se enfatizó la importancia de mitigar los desastres naturales en Colombia. En este contexto, el INGEOMINAS (servicio geológico colombiano) patrocinó diversos proyectos de investigación enfocados en el estudio de la historia eruptiva de los volcanes colombianos. Como producto de estas investigaciones se han publicado diversos trabajos preliminares que arrojan resultados relacionados con la geología volcánica del VCM (Cepeda et al., 1995; Méndez, 1999; Cepeda et al., 1998; Cepeda, 1998; Cepeda et al., 1999 a y b), la estratigrafía detallada de los productos volcánicos (Rueda, 2000), la estratigrafía detallada de lahares (Cortés, 1999), los cálculos de volúmenes parciales y escenarios de amenaza (Rueda et al., 2001; Rueda et al., 2002; Cepeda et al., 2002 y Obando & Ramos 2003). En estos trabajos, concluyen que el VCM es un volcán tipo anillo piroclástico activo, que ha producido al menos tres erupciones plinianas durante el Holoceno (Cepeda, et al., 1995). Estas erupciones consistieron en la generación de columnas plinianas que dispersaron material preferencialmente hacia el W y cuyo colapso ha generado flujos piroclásticos que se han extendido hasta 15 km de la cima (Méndez, 1999, Rueda, 1999). El retrabajo de estos depósitos produjo lahares, que alcanzaron distancias hasta de 14 km. sobre el cauce de los ríos Coello y Magdalena (Tolima), en las cercanías de la población de Nariño (Cundinamarca) (Cortés, 1999).

2. Geología Local

El edificio volcánico del VCM está construido sobre rocas metamórficas del Complejo Cajamarca (Nuñez, 2001) inicialmente llamado por Nelson (1959) como Grupo Cajamarca. Dichas rocas conforman el núcleo de la Cordillera Central, conformado por una gran variedad de rocas, producto de metamorfismo regional de medio a alto grado (facies esquistó verde hasta anfibolita). La litología más frecuente es de esquistos de clorita-albita-epidota, clorita-albita-actinolita, cuarzo-sericita-grafito (litología sobre la cual se ubica el VCM), cuarcitas y cuarcitas biotíticas. Los colores dominantes son verdes y grises a negros. La secuencia litológica original debió estar conformada por sedimentos ricos en materia orgánica, arenas cuarzosas, flujos lávicos y depósitos piroclásticos,

conformando una acumulación volcano-sedimentaria marina (Nuñez, 2001). Fechamientos isotópicos obtenidos por el método K-Ar arrojan edades que abarcan desde el Proterozoico hasta el Cretáceo – Paleógeno (Nuñez, 2001). El VCM se encuentra al SE del complejo Ruiz-Tolima, el cual ocupa la cima de la cordillera Central y es la zona volcánica activa más septentrional de Suramérica.

2.1 Ambiente Tectónico

El VCM se ubica en el cruce de la falla Cajamarca con rumbo N20°E con echado vertical (Mosquera et al., 1982 a y b) y la falla Machín con rumbo N42°W con una componente dextral y movimiento normal (INGEOMINAS, 1999), pertenecientes a los sistemas de falla Cajamarca y Salento respectivamente. Ambos sistemas presentan evidencias de haber sufrido movimientos durante el Holoceno, ya que afectan depósitos volcánicos y paleosuelos del VCM (Cepeda et al. 1996). El origen del VCM se atribuye a la presencia de una zona de “pull apart” generada por fallas transcurrentes con desplazamiento lateral. Generalmente estas fallas son de alto ángulo y responsables de acomodar el esfuerzo horizontal en la corteza. A lo largo de éstas se forman grandes estructuras de fallas adicionales con movimiento lateral izquierdo, entre las cuales, las estructuras divergentes son las responsables de la formación de las cuencas extensionales (pull apart). Dichas cuencas están asociadas a zonas de curvatura o cambios de curvatura en la zona de desplazamiento principal, con la presencia de inflexiones por apertura originadas por esfuerzos transtensionales (Dooley y McClay, 1997) (Fig. 2.1). En el caso del VCM el desarrollo de este tipo de estructura facilitó el ascenso de magma y por ende la formación del volcán (Fig. 2.2 y 2.3a y b).

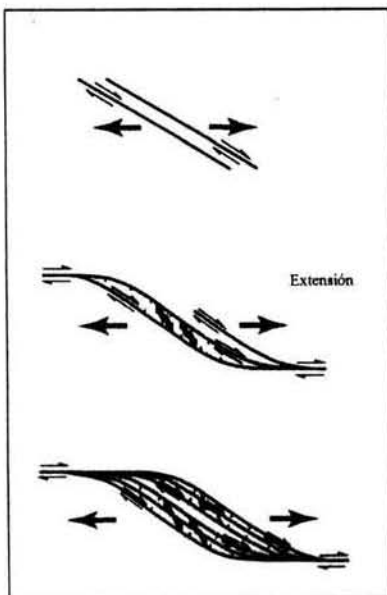


Fig. 2.1. Etapas de formación de una cuenca “pull apart”, donde Predominan los esfuerzos de extensión.

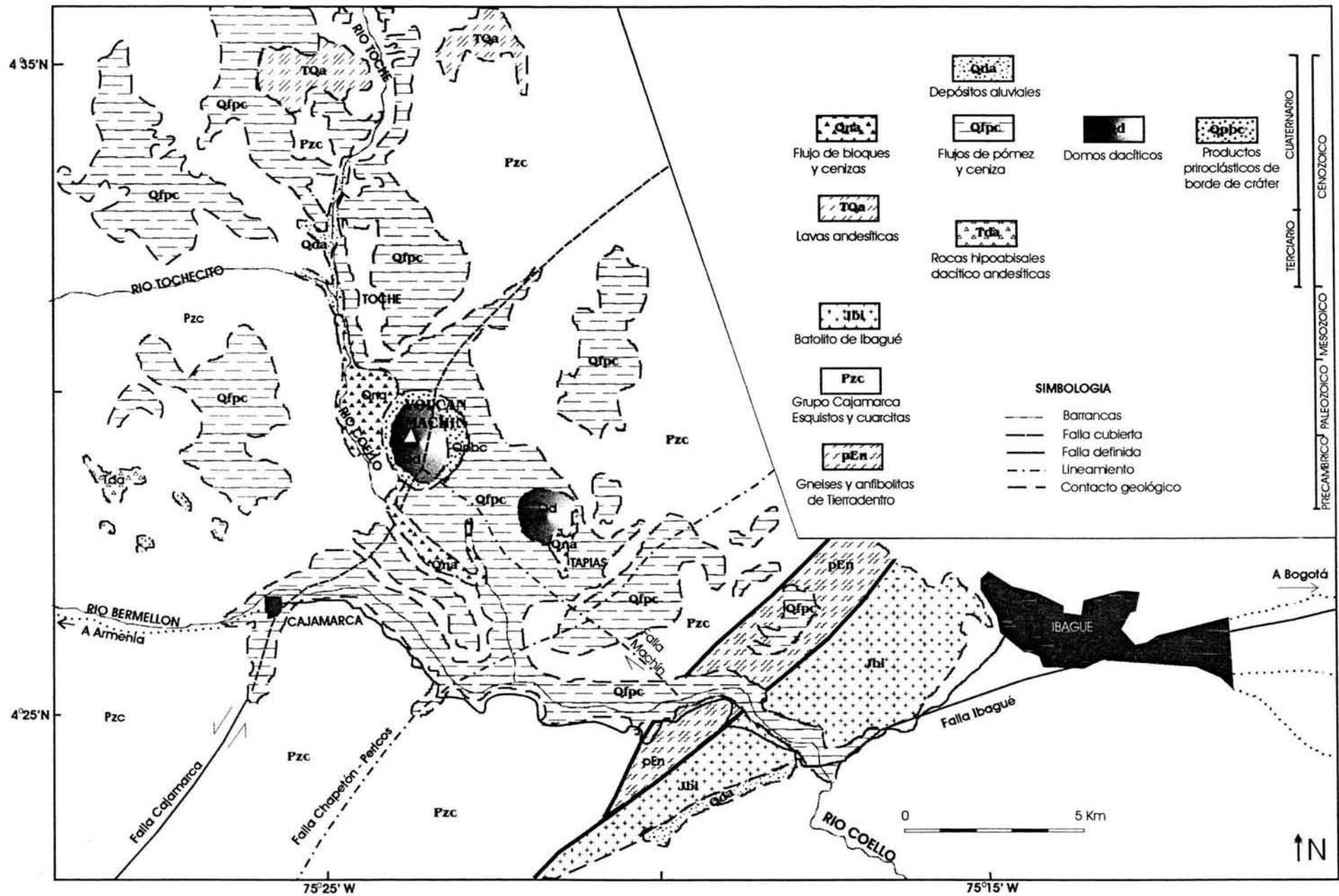


Figura 2.2. Mapa geológico simplificado del área del volcán Cerro Machín y su localización en los Andes Colombianos. (modificado de Mosquera et al., 1982).

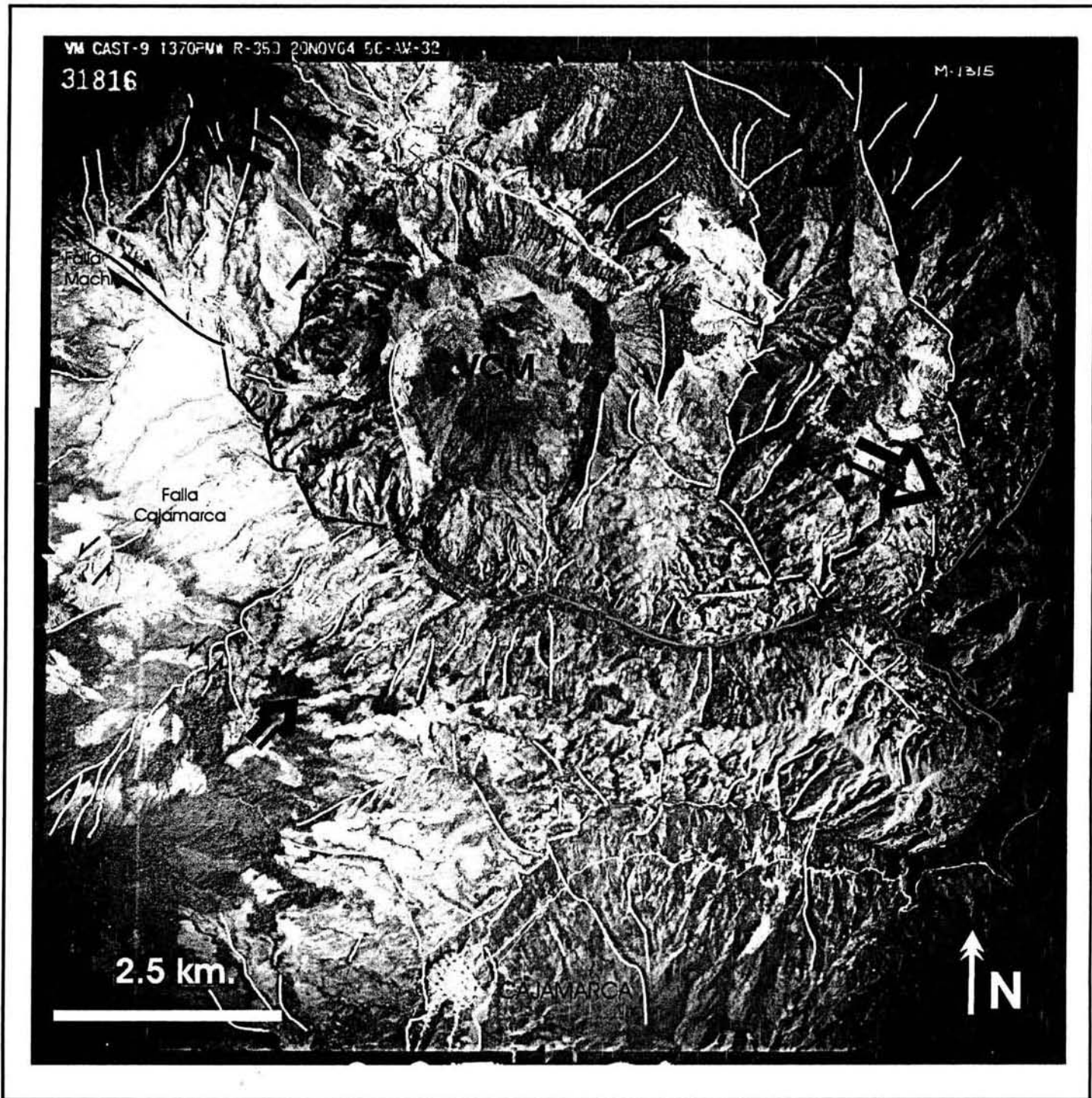


Figura 2.3.a. Fotografía aérea donde se ubican las principales fallas y lineamientos presentes en los alrededores del VC. Ubicación de esfuerzos de compresión (flechas menores) y extensión (flechas mayores.) Las flechas ilustran el movimiento de bloques.

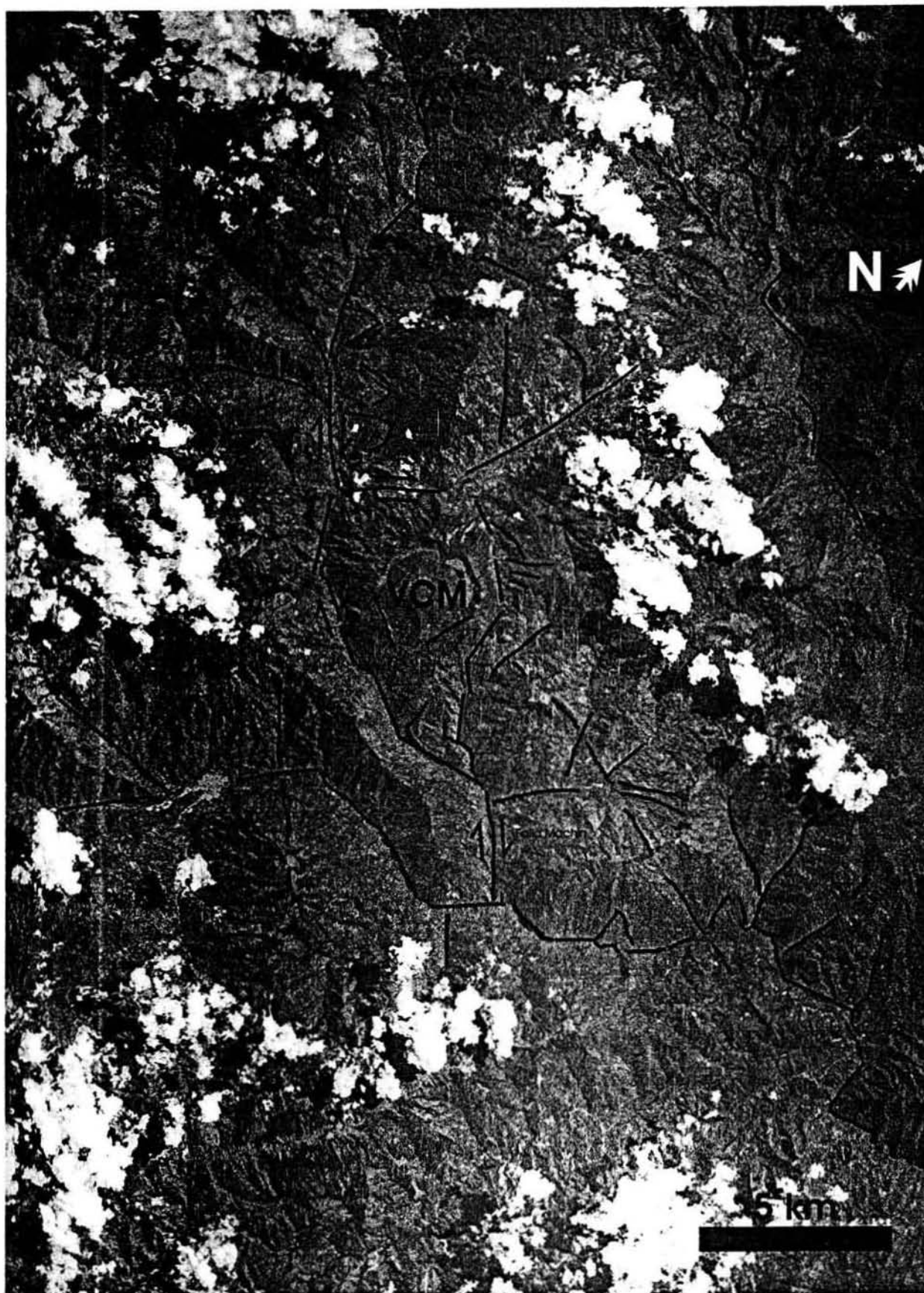


Figura 2.3b. Imagen satelital Landsat TM en la que se ubican de manera general los principales rasgos estructurales del área de estudio. Cortesía de Michael Abrams, del Jet Propulsión Laboratory, California Institute of Technology.

3. Estratigrafía volcánica y fechamientos por radiocarbono.

La secuencia volcánica del VCM está caracterizada por la ocurrencia de diversos tipos de depósitos piroclásticos. Aunque puede deducirse también que algunos depósitos revelan que se han formado domos en el pasado. La estratigrafía fue definida con el levantamiento de aproximadamente 320 secciones estratigráficas detalladas, la correlación de las mismas y fechamientos por radiocarbono (tabla 1). Con la correlación de secciones levantadas en campo se logró construir una secuencia estratigráfica general (Fig. 3.1), labor que fue facilitada por la identificación de horizontes guía como son los depósitos de caída (ampliamente distribuidos) y los paleosuelos que separan las secuencias piroclásticas, de ésta forma se identificaron seis unidades que corresponden a igual número de eventos eruptivos, denominadas Espartillal (5000 años), P0 (4600 años), P1 (3600 años), Guaico (2600 años), P2 (1200 años) y Anillo (900 años). Durante su última etapa eruptiva, el VCM emitió tres domos centrales que actualmente se encuentran emplazados dentro de su cráter.

A continuación se describen las unidades eruptivas reconocidas, desde la más antigua a la más reciente.

3.1. Unidad Espartillal

Espartillal (EPL) es la unidad más antigua, la cual fue observada solo en 17 afloramientos, debido a que muchas veces se encuentra sepultada por depósitos más jóvenes. Se logró construir una columna generalizada (Fig. 3.2), mediante la correlación estratigráfica (Fig. 3.3) de las secciones levantadas en campo. La distribución de los productos correspondientes a esta unidad se observa en la figura 3.4.

De la base a la cima consiste de:

- Un depósito de ceniza fina de color gris claro a blanco, masivo, no consolidado, con cristales, líticos y escasa pómez amarillenta de caída. Su espesor mínimo es de 4 cm y un máximo de 48 cm (sección 17, afloramiento tipo).

TABLA 3.1. Fechamientos radiométricos (C^{14}) de los depósitos del volcán Cerro Machín realizados en *:Laboratory of isotope geochemistry (University of Arizona-Tucson), GrN#: Isotope physics laboratory (University of Groningen), \cdot : ^{13}C and 3H laboratory (Hannover) y I-#: Teledyne isotopes (Westwood, New Jersey).

UNIDAD (edad promedio A.P.)	CODIGO DE LAB	MUESTRA	LOCALIZACIÓN	LOCALIDAD	EDAD CONVENCIONAL	EDAD CALIBRADA * (años A.P.) σ 1	$\delta^{13}C$ (‰)
ANILLO (900)	GrN15740	Col 613, 1984 ³	4°29'N 75°24'W	Anillo piroclástico	820 ± 100	890 (729) 666	-----
	A-11055*	RMM - 65	4°29'34''N 75°22'44''W	Cerca al Anillo	975 ± 60	949 (924) 792	-24.5
P+2 (1200)	14970-	LAM 2579 ²	4°31'28''N 75°27'28''W	Camino Machín - Juntas	1205 ± 185	1294 (1169, 1159, 1142) 932	-21.8
GUAICO (2600)	A-10479*	RMM - 506C ¹	4°29'25''N 75°22'42''W	Casa laguna del Machín	2550 ± 70	2751 (2735) 2493	-26.4
	14971-	LAM 2587 ²	4°30'26''N 75°33'39''W	Quebrada Santa Marta	2805 ± 55	2956 (2918, 2909, 2880) 2848	-25.4
P+1 (3600)	A-11061*	RMM - 545A ¹	4°23'50''N 75°28'24''W	Cerca al Ródano	3040 ± 120	3379 (3315, 3312, 3257) 3076	-25.6
	A-11062*	RMM - 548-A ¹	4°23'57''N 75°28'4''W	Cerca de la Palmita	3370 +150/-145	3829 (3632,3612,3592) 3451	-25.4
	14969-	LAM 2582 ²	4°30'39''N 75°28'32''W	Camino Machín - Juntas	3475 ± 190	3982 (3805, 3718, 3703) 3474	-26.6
	14963-	HC - 89 ²	4°31'15''N 75°24'43''W	Caserío Toche	3605 ± 315	4410 (3894) 3475	-25.0
	A-10465*	RMM - 01B ¹	4°31'01''N 75°24'35''W	Km vía Toche - Cerro Machín	3640 ± 50	4073 (3967,3945,3929) 3872	-25.6
	A-10469*	RMM - 8A ¹	4°25'10''N 75°22'44''W	Alto de la Virgen	3665 ± 50	4085 (3980) 3903	-24.6
	A-10474*	RMM - 14 A ¹	4°26'33''N 75°22'30''W	San Lorenzo Bajo	3670 ± 60	4089 (3982) 3899	-25.4
	GrN13509	Col 579, 1984 ³	4°25'N 75°23'W	Cajamarca	3675 ± 35	4084 (4057, 4052, 3983) 3928	-----
	A-10468*	RMM - 7A ¹	4°27'5''N 75°24'20''W	Los Tunjos	3675 ± 120	4219 (4057,4052,3983) 3834	-25.4
A-10477*	RMM - 28A ¹	4°26'54''N 75°24'28''W	Los Tunjos	3710 ± 50	4145 (4084, 4028, 4005) 3933	-23.6	
P0 (4600)	A-10480*	RMM - 36A ¹	4°31'32''N 75°24'49''W	Río Toche	4215 +225/-215	5036 (4827) 4424	-26.3
	A-10482*	RMM - 38A ¹	4°25'14''N 75°23'21''W	Quebrada El Tigre	4420 +230/-220	5446 (5030, 5017, 4978) 4664	-28.7
	14967-	HC 103B ²	4°26'03''N 75°31'14''W	Río Anaime	4665 ± 70	5570 (5447, 5409, 5326) 5311	-25.0
	14968-	HC - 106 ²	4°25'40''N 75°28'16''W	Camino Planadas	4740 ± 65	5587 (5571, 5549, 5472) 5328	-26.4
	14964-	HC - 91 ²	4°31'47''N 75°30'16''W	Confluencia Río Toche	4770 ± 60	5591 (5579, 5518, 5487) 5334	-24.0
	A-10466*	RMM - 06E ¹	4°23'36''N 75°28'17''W	Finca Luna Park - Anaime	4820 ± 60	5604 (5589) 5485	-26.7
	A-10481*	RMM - 36C ¹	4°31'32''N 75°24'49''W	Río Toche	4835 +90/-85	5652 (5591) 5473	-25.3
	14966-	HC - 94 ²	4°31'05''N 75°32'36''W	Camino Machín - Toche	4860 ± 60	5649 (5596) 5493	-26.2
Espartillal (5000)	A-10471*	RMM- 11 A ¹	4°25'19''N 75°22'36''W	Camino Planadas San Lorenzo	4895 ± 55	5658 (5607) 5593	-23.4
	A-11056*	RMM - 75 A ¹	4°27'26''N 75°22'07''W	El Moral	4935 ± 75	5737 (5654) 5597	-23.3
	A-10475*	RMM - 17 A ¹	4°25'33''N 75°25'52''W	8.2 Km Cajamarca San Lorenzo	4960 ± 60	5744 (5659) 5610	-25.8
	GrN15737	Col 610, 1984 ³	4°27'30''N 75°22'30''W	Cajamarca	4980 ± 25	5733 (5712, 5667, 5663) 5658	-----
	I-16, 178	RM - 424 ²	4°30'26''N 75°33'39''W	Quebrada Santa Marta	4960 ± 160	5908 (5659) 5494	-----
	A-10472*	RMM - 12 A ¹	4°25'19''N 75°22'40''W	Camino Planadas San Lorenzo	5055 ± 60	5907 (5860, 5828, 5751) 5726	-25.7
	I-16, 179	RM- 474 ²	4°25'17''N 75°25'56''W	Quebrada El Espartillal	5100 ± 110	5935 (5893) 5721	-----
	A-10476*	RMM - 22 A ¹	4°26'17''N 75°23'21''W	Carretera a San Lorenzo - Cabuyal	5120 ± 125	5990 (5907) 5726	-25.9

las referencias son: ¹ Este trabajo, ² Cepeda et al., 1995. y ³ Thouret et al., 1995. Calibración: Calib v. 4.3 basado en Stuiver et al., 1993 y Stuiver et al., 1998.

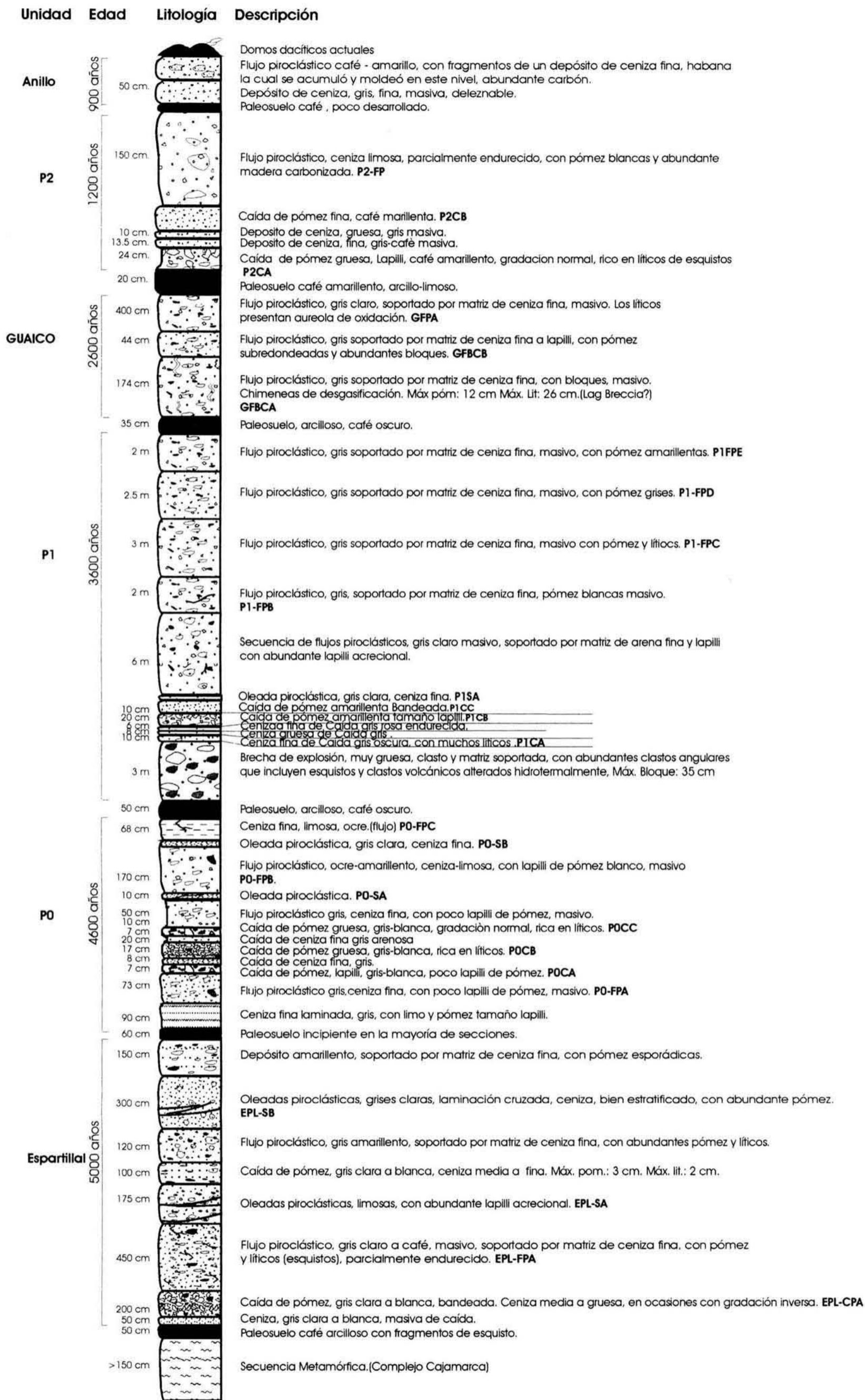


Figura 3.1. Columna estratigráfica generalizada de los depósitos que componen los distintos eventos eruptivos del VCM durante el Holoceno.

- Suprayaciendo a éste en contacto neto, se encuentra un depósito de caída de pómez (EPL-CP) gris clara a blanca, soportado grano a grano, con gradación inversa y con una secuencia de horizontes de arena media a gruesa de caída, no consolidadas. El depósito está compuesto por: pómez blancas, amarilla y grises amarillas, líticos vítreos volcánicos, grises oscuros y fragmentos de esquistos verdes. Su espesor mínimo es de 16 cm y máximo de 225 cm, observado en la sección 544. Debido a la escasez de afloramientos no fue posible construir mapas de isópacas e isópletas de éste depósito.

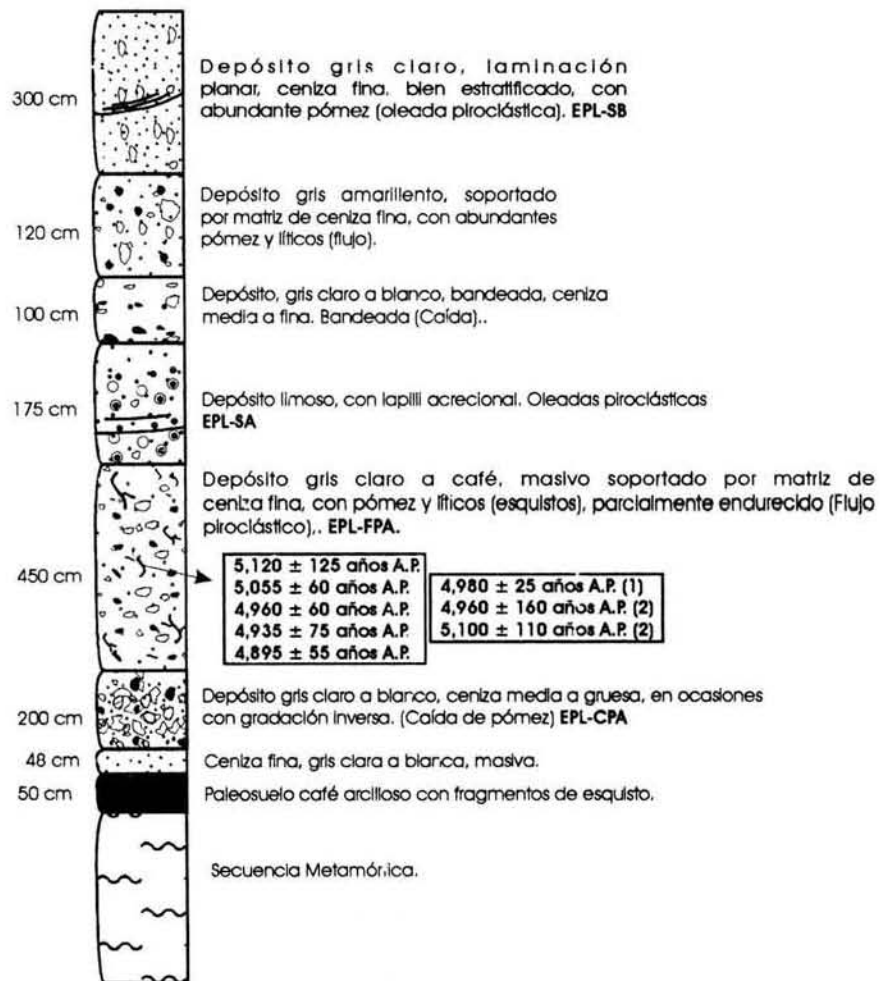


Figura 3.2. Columna estratigráfica generalizada para la erupción denominada Espartillal. Los espesores representan valores promedio encontrados en las distintas secciones. Fechamientos reportados por: (1) Thouret et al., (1995), (2) Cepeda et al., (1995). Los demás fechamientos, son aportes de ésta investigación.

- Depósito (EPL-FPA) (Suprayace el depósito anterior) gris claro a café, masivo, en ocasiones parcialmente endurecido, con un espesor entre 20 y 40 m, soportado por una matriz de arena fina con pómez (hasta de 60 cm de diámetro), blancas, rosas y amarillas, algunas bandeadas y líticos grises claros y vítreos oscuros, fragmentos de esquistos y abundante madera carbonizada caracterizada por su gran tamaño (~30 cm de diámetro y longitudes cercanas a los dos metros) (Fig. 3.5.), por sus características se considera como un flujo piroclástico. La mejor sección de éste depósito esta localizada en la barranca El Espartillal (de donde recibe su nombre ésta unidad), cuyo cauce es afluente del Río Anaime. El sitio se encuentra ~ a 1.6 km al S de la población de Cajamarca, en esta localidad se recolectaron fragmentos de madera carbonizada que arrojaron edades en Años antes del Presente de $5,120 \pm 125$, $5,055 \pm 60$, $4,960 \pm 60$, $4,935 \pm 75$ y $4,895 \pm 55$ (éste trabajo); $4,980 \pm 25$ (Thouret et al., 1995), $4,960 \pm 160$ y $5,100 \pm 110$ (Cepeda et al., 1995). De esta forma se le asigna una edad promedio de 5000 años (ver tabla 1).
- Cubriendo a éste depósito y en contacto erosivo se encuentra una secuencia (EPL-SA), gris amarillenta clara, que exhibe estratificación cruzada y plana con abundante lapilli acrecional, con algunas estructuras de impacto y espesores hasta de 175 cm (sección 19, Fig. 3.6). Compuestas por pómez blanca y gris redondeada, líticos en su mayoría grises claros y cristales de anfíboles, plagioclasa y biotita en menor proporción. De acuerdo a sus características se deduce que es una secuencia de oleadas piroclásticas.
- La secuencia continua con otro depósito en contacto neto, de pómez gris claro a blanco, de hasta 1 metro de espesor (sección 53), con secuencias de caída, de ceniza media a fina, soportas por clastos de pómez grises y amarillas, algunas bandeadas y líticos ígneos grises oscuros, al igual que fragmentos metamórficos en menor proporción. Por las características descritas anteriormente se deduce que se trata de una secuencia de caída. Al igual que la pómez de caída inferior (EPL-CP) no se pudo establecer una distribución dada la escasez de afloramientos.

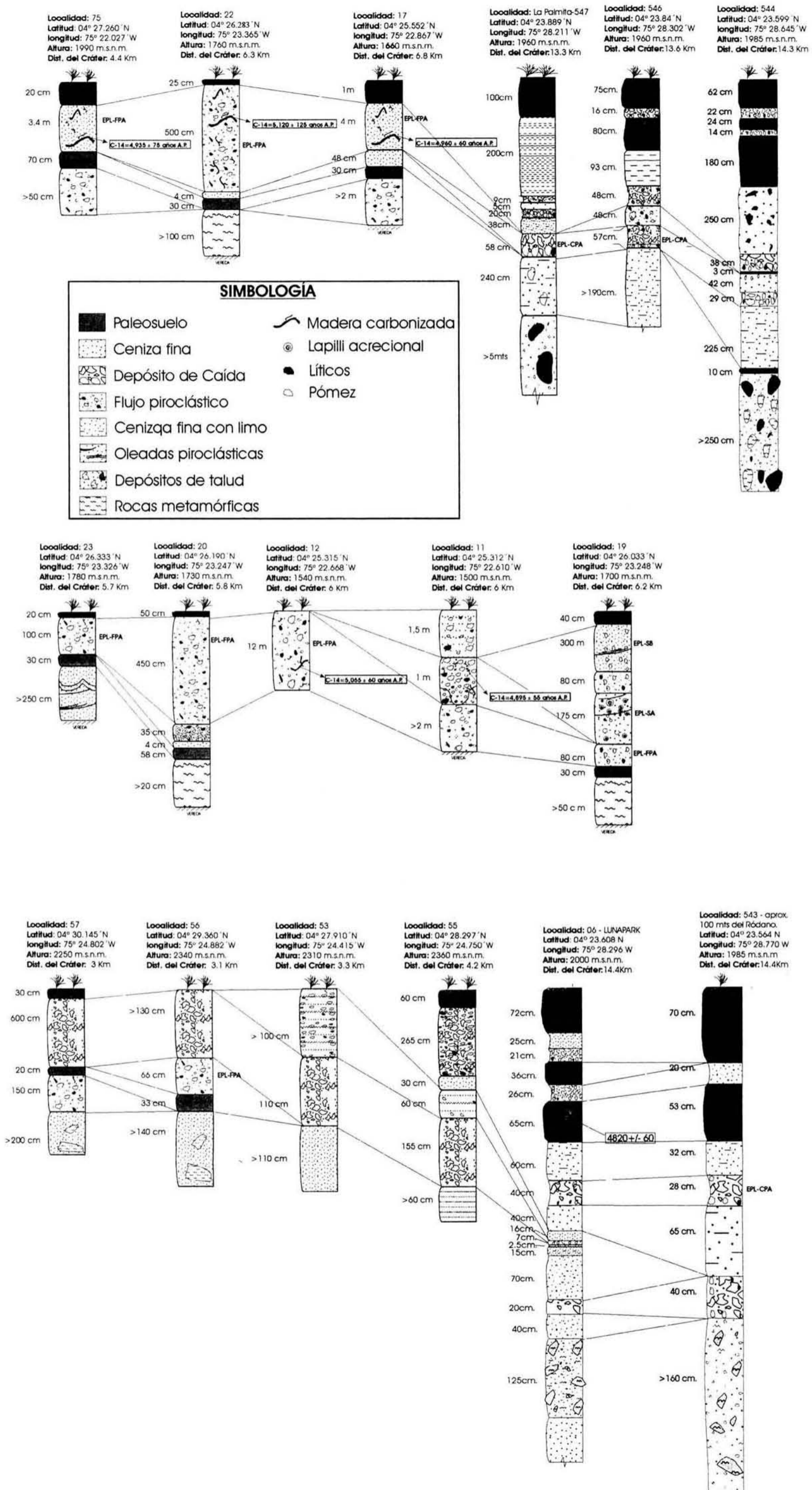


Figura 3.3. Correlación estratigráfica de las secciones más representativas de la erupción Espartillar. La descripción de las secciones es similar a la que aparece en la columna generalizada (Figura 6a). Se observan igualmente los niveles donde se realizaron fechamientos.

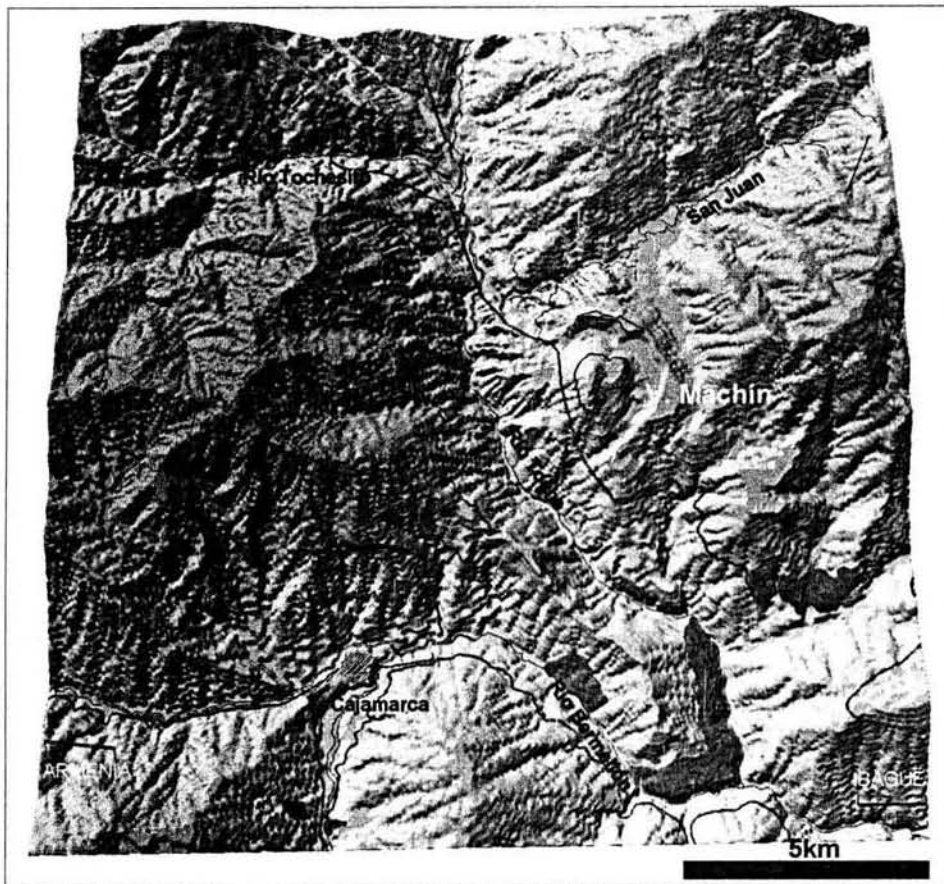


Figura 3.4. Distribución de los depósitos (en naranja) que conforman la erupción Espartillal. Depósitos sobrepuestos al mapa en 3D del área de estudio. Elaborado con curvas de nivel cada 25 m.

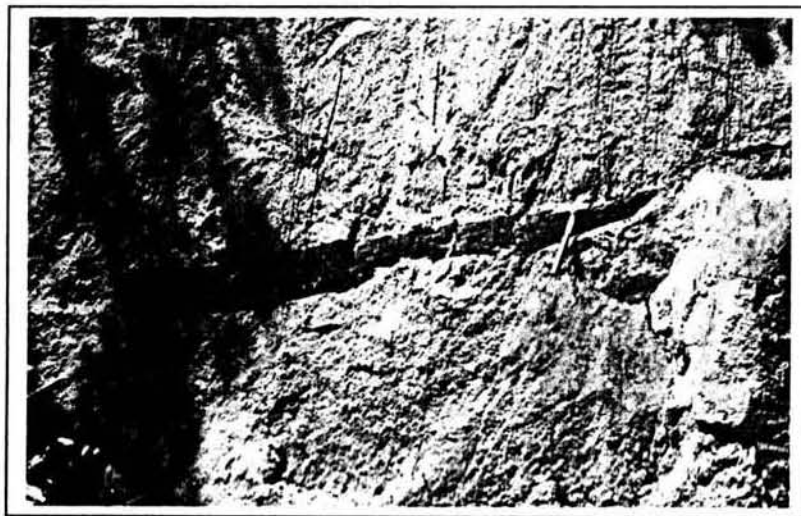


Figura 3.5. Detalle de los “troncos” carbonizados en un depósito de flujo piroclástico en el sector de la barranca El Espartillal (Sección 544). El martillo mide 32 cm.

- Suprayaciendo a este depósito y en contacto erosivo, observamos un depósito gris amarillento, masivo, no consolidado, soportado por una matriz de ceniza fina amarillenta con abundante pómez gris y blanca, algunas bandeadas y líticos, con un espesor de hasta 120 cm (sección 23), que corresponde a un depósito de flujo piroclástico.
- La unidad Espartillal finaliza con un depósito gris claro, con laminación plana, arenoso y con abundante pómez del tamaño lapilli, localmente presenta estratificación cruzada y espesores hasta de 3 metros (sección 19). Corresponde a un depósito de oleada piroclástica



Figura 3.6. Detalle de la secuencia de oleadas de la unidad Espartillal, se observa la estratificación cruzada característica y las estructuras de impacto balístico. La pala mide 23 cm.

3.2. Unidad P0

La localidad en donde aflora la unidad P0, se encuentra en el sector de los Naranjos (sección 44, Fig. 3.7), cerca de Cajamarca en la vía que conduce hacia el poblado de Toche. Otra sección se encuentra localizada en la barranca denominada El Tigre (vía Cajamarca-Ibague), en donde la secuencia de flujos piroclásticos y oleadas alcanza los 50 m de espesor y forma terrazas que rellenan los cauces de los ríos Bermellón, Anaime y las barrancas La Cerrajosa y El Tigre (sección 714, Fig. 3.8). Con base en estas secciones, se construyó una columna general de los depósitos que conforman esta unidad (Fig.3.9)

La unidad P0 consiste desde la base en:

- Un depósito de ceniza fina laminada de caída generalmente de color gris, arenolimoso, masivo, no consolidado, con abundante pómez del tamaño lapilli que alcanza un espesor de 120 cm (sección 70).
- El anterior depósito se encuentra suprayacido en contacto erosivo por un depósito de pómez (P0-FPA), gris soportado por matriz de ceniza fina, masivo, no consolidado, con fragmentos de pómez hasta de un metro de diámetro, pero en general no superan los 20 cm, líticos grises alterados en menor proporción, (< 1 cm); el depósito corresponde a un flujo piroclástico de pómez y contiene abundante madera carbonizada, la cual fue fechada en $4,215 \pm 220$, $4,420 \pm 225$, y $4,835 \pm 88$ años A.P. (este trabajo), $4,740 \pm 65$ años A.P. y $4,665 \pm 70$ años A.P. (Cepeda et al, 1995). Estas cinco edades permiten asignarle una edad promedio de 4600 años.
- Le suprayacen en contacto neto una secuencia de depósitos piroclásticos de gran espesor, , de color gris claro a gris oscuro, soportados por clastos, algunos con gradación normal y con contenido bajo de pómez bandeadas de caída, los cuales fueron denominados P0CA, P0CB y P0CC (Rueda, 2000), éstos se encuentran intercalados con depósitos de caída de ceniza fina gris, deleznable. Solo se reconocieron hasta aproximadamente 15 km del cráter en dirección W (sección 44). La capa principal (P0CA), alcanza hasta 2.65 m de espesor (sección 55-San Lorenzo Alto), consiste de pómez de color café (las cuales presentan un tamaño de vesícula muy fino y son casi afaníticas, con respecto a las demás) y bandeadas hacia la base (en algunos lugares) que intercalan colores gris claro y blanco, también se observan líticos de hasta 20 cm de diámetro. Los mejores afloramientos de P0CA se observan en las secciones 44, 714 y 06 (Fig. 3.10a y b), ubicadas al S, SE y SW del volcán respectivamente.
- Estos depósitos de caída se encuentran suprayacidos en contacto erosivo por un depósito piroclástico gris arenoso, >90 cm de espesor, con abundantes pómez redondeadas, masivo, en general, está compuesto por pómez blancas, grises claras y oscuras, con fragmentos hasta de 3 cm de diámetro, soportados por una matriz de arena fina (denominado AT4 por Pinilla y Pino, 2002), correspondiente a un flujo piroclástico.

- Suprayaciendo al anterior depósito en contacto erosivo se observa una secuencia piroclástica (P0-SA), gris amarillenta, no consolidada, con estratificación cruzada constituidas por ceniza fina a grava (pómez y líticos), correspondiente a secuencias de oleadas piroclásticas. En el sector de la vereda San Joaquín, no supera los 15 cm de espesor (AT3. Pinilla y Pino, 2002).
- Suprayaciendo a este depósito en contacto neto, observamos un depósito piroclástico (P0-FPB) ocre amarillento, masivo, no consolidado, con pómez blanca tamaño lapilli, soportado por una matriz de ceniza fina a media, y con un espesor hasta de 170 cm en la sección 44, correspondiendo a un flujo piroclástico.
- En la cima, en contacto erosivo con el anterior, se observa un depósito piroclástico, gris-rosa, limo arcilloso, rico en cristales, cuyo espesor no supera los 10 cm en el sector de los Tunjos (Fig. 3.11) (AT2. Pinilla y Pino, 2002), correspondiendo a una oleada piroclástica (P0-SB).
- El último depósito de la unidad P0 en contacto neto, está representado por una capa de ceniza fina limosa (P0-FPC), masiva, no consolidada, de hasta 2 m de espesor a distancias de 13 km del volcán. Madera carbonizada encontrada en este depósito, considerado como flujo piroclástico, fue fechada en $4,820 \pm 60$ años A.P. (este trabajo), $4,770 \pm 60$ y $4,860 \pm 60$ años A.P. (Cepeda et al, 1995), éste depósito se convierte en un suelo de unos 50 cm de espesor, hacia su cima masivo, café amarillento, arcilloso (AT1. Pinilla y Pino, 2002).



Figura 3.8. Distribución de los depósitos (en naranja) que conforman la erupción P0. Depósitos sobrepuestos al mapa en 3D del área de estudio. Curvas de nivel cada 25 m. Topografía digital generada por Obando y Ramos (2003).



Figura 3.9. Columna estratigráfica generalizada para la unidad P0. Los espesores son valores promedio encontrados en las distintas secciones. (1) Thouret et al., (1995), (2) Cepeda et al., (1995). Los demás fechamientos, son aportes de ésta investigación.

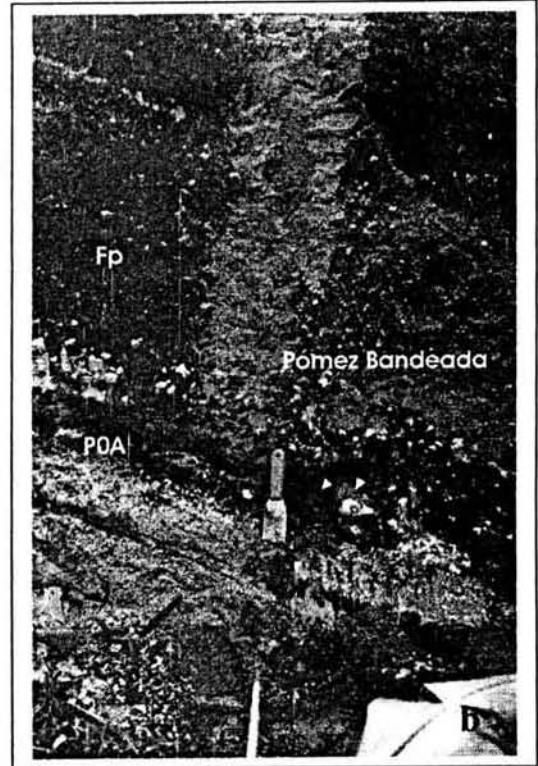
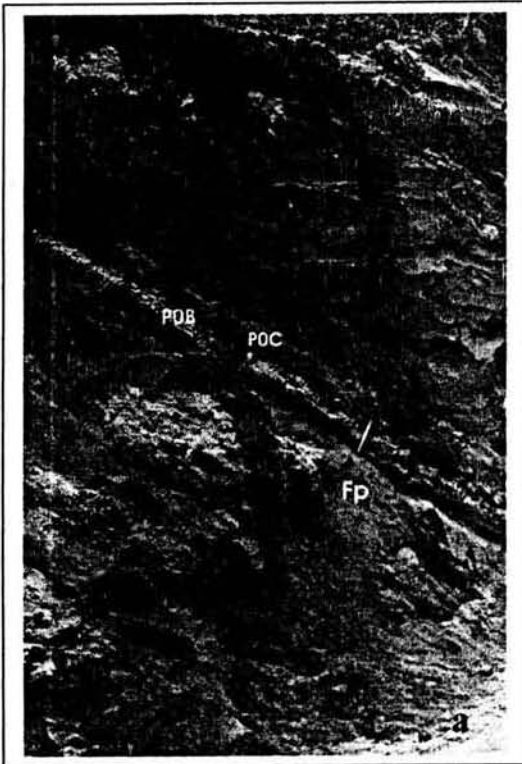


Figura 3.10. a) Detalle de los depósitos de caída (POA, POB y POC) de la erupción P0. **b)** Pómez bandeadas encontradas en el depósito de caída P0A, nótese el diámetro de los fragmentos (sección localizada a 7 km al SW del VCM).

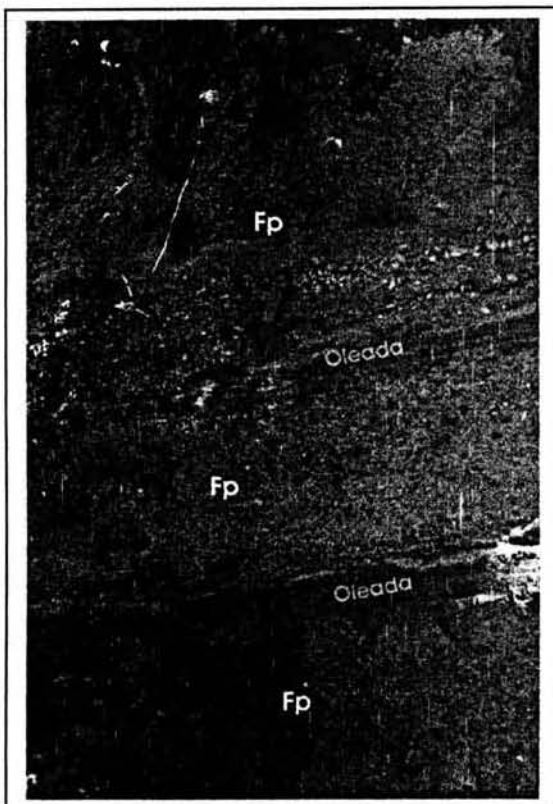


Figura 3.11. Detalle de las oleadas piroclásticas intercaladas con flujos piroclásticos de la última fase de la unidad P0, sector de los Tunjos. 3,5 km al S del VCM.

3.3 Unidad P1

Se trata de una de las unidades mejor identificadas en el campo, debido a la amplia distribución de sus depósitos, las secuencias piroclásticas de flujo y oleada forman terrazas con un espesor promedio de 100 m en el sector de San Lorenzo bajo y el Río Bermellón. Con base en la correlación de secciones (Fig.3.12a) se elaboró una columna estratigráfica generalizada (Fig.3.12b), que de la base a la cima, consiste en:

- Un depósito gris, masivo (2.5 m, sección 17) compuesto por fragmentos líticos angulares de hasta 50 cm de diámetro, con rasgos de alteración hidrotermal que corresponden a dacitas y algunos metamórficos como esquistos grafitosos y verdes, soportado por una matriz de ceniza fina (posiblemente por erosión del conducto), al igual que por clastos, localmente presenta chimeneas de desgacificación. Éste se encuentra aflorando en el sector de los Tunjos cerca de la Gallera y suprayace a los esquistos del complejo Cajamarca (Fig. 3.13). Se interpreta como una brecha de explosión.
- Sobre el depósito anterior y en contacto neto se encuentran tres depósitos. De la base al techo consisten de la capa P1CA (sección 28), con un espesor de hasta 8 cm que corresponde a un depósito de caída de ceniza fina, gris oscuro característico por la presencia de muchos cristales de anfíbol y biotita, el segundo depósito tiene un espesor de hasta 10 cm (sección 28), suprayace al anterior y corresponde a un depósito de ceniza gruesa a fina de caída color gris claro con pómez y líticos.
- Suprayaciendo al anterior y concordantemente se observa un depósito de hasta 15 cm de espesor de color gris rosa claro, de ceniza fina a media, consolidado. Se interpreta como un depósito de caída.
- Le sigue otro depósito en contacto neto (P1CB, sección 28) de espesor constante con gradación normal que sirve como nivel guía en la zona. Es un depósito color gris a gris amarillento tamaño lapilli fino a ceniza fina, con pómez blancas y grises claras, con pómez bandeadas que intercalan colores gris claro y blanco, su espesor es de 42 cm a 18 km del volcán y diámetros de componentes hasta de 9.5 cm en pómez y 7 cm en líticos, correspondiendo a un depósito de caída. La sección más

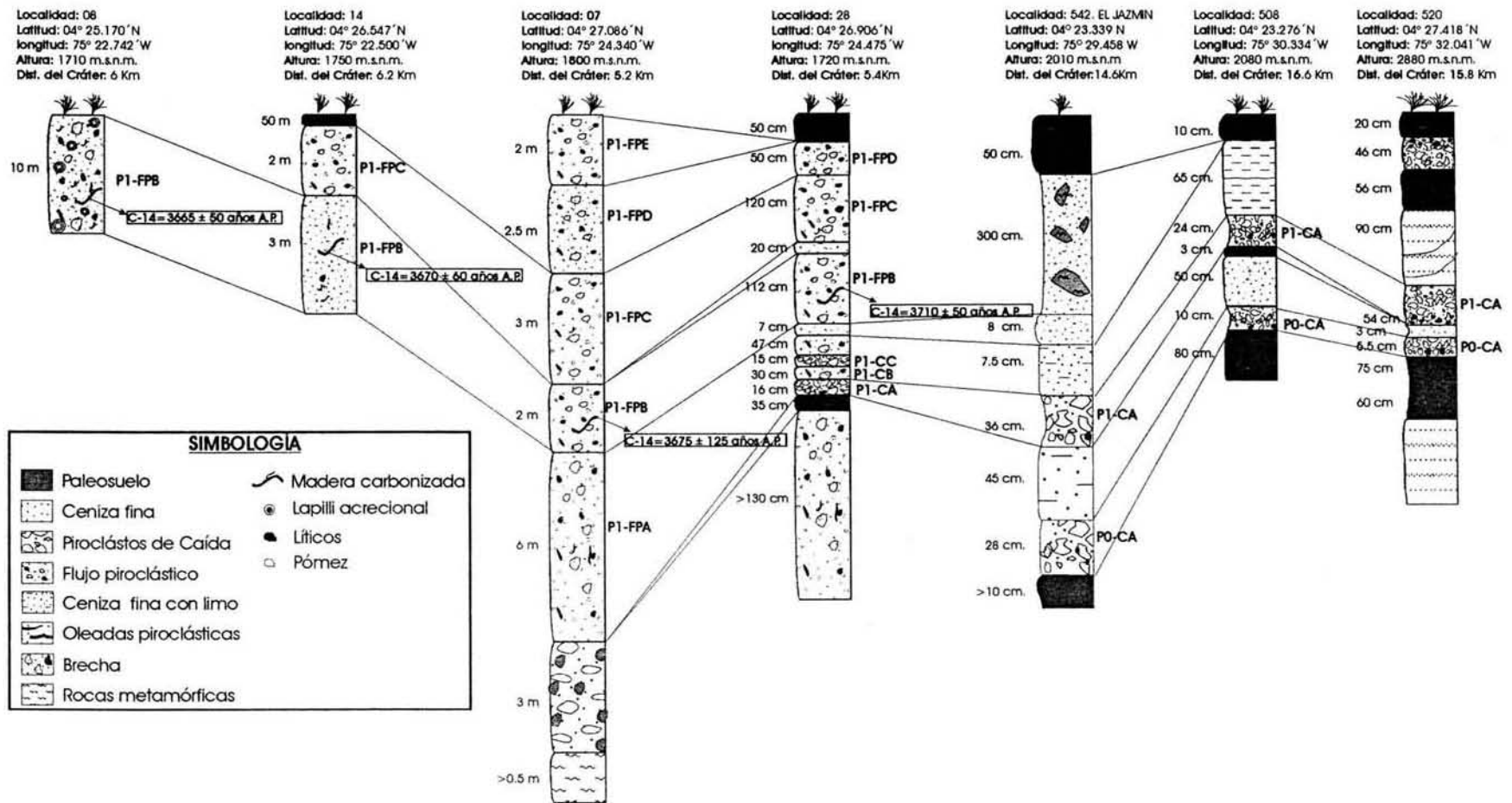


Figura 3.12.a. Correlación estratigráfica de las secciones más representativas de la erupción P+1. La descripción de las secciones es similar a la que aparece en la columna generalizada (Figura 15b). Se observan igualmente los niveles donde se realizaron fechamientos.

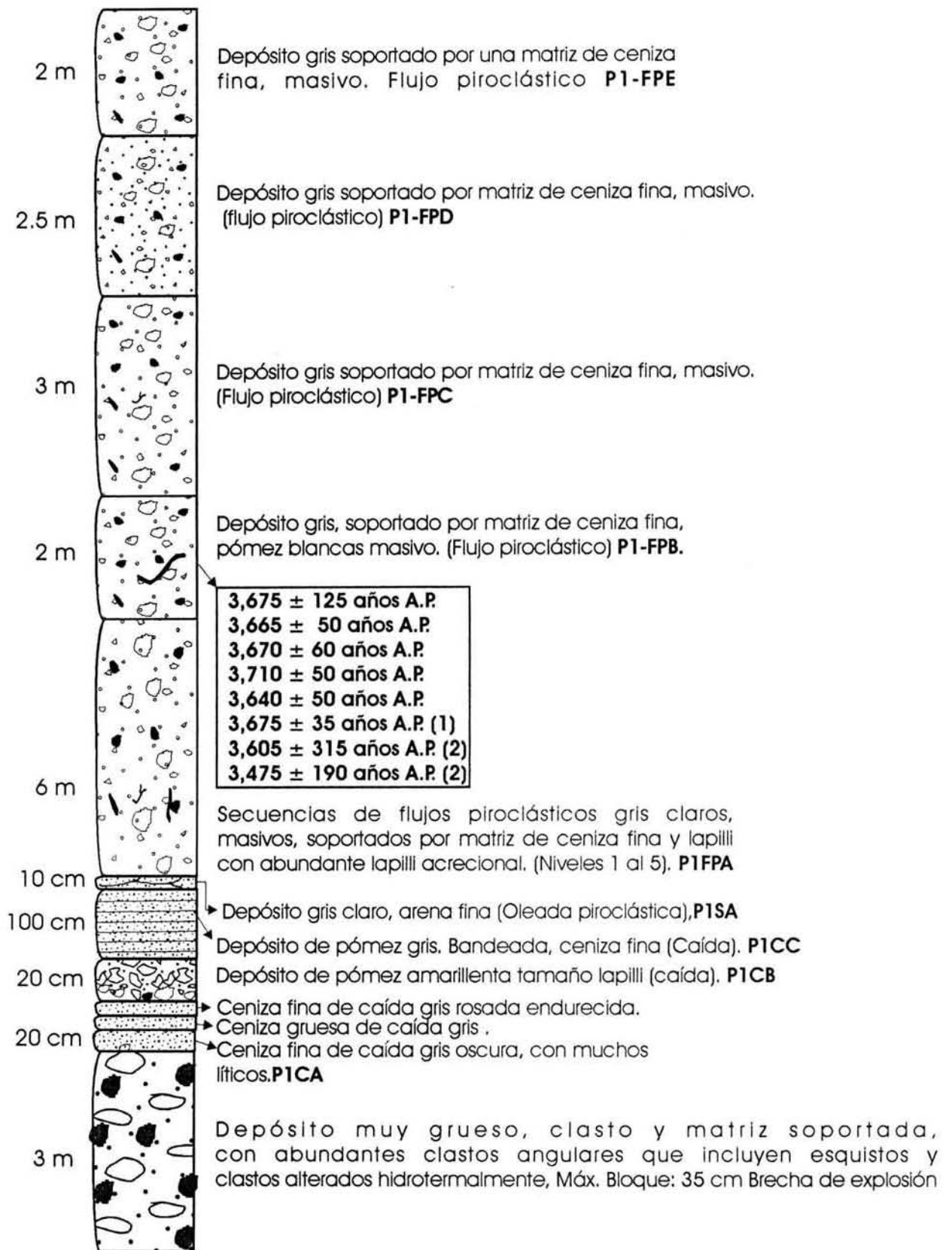


Figura 3.12b. Columna estratigráfica generalizada de la unidad P+1. Los espesores son valores promedio encontrados en las distintas secciones. (1) Thouret et al., (1995), (2) Cepeda et al., (1995). Los demás fechamientos, son aportes de ésta investigación.

completa (28, Fig. 3.12a) se encuentra en el sector de los Tunjos, antes de llegar a la Gallera a 4 km sobre la carretera que une Cajamarca con San Lorenzo Bajo.

- Sobre este depósito de caída en contacto neto observamos otra secuencia de pómez (P1CC) de color gris y de mayor espesor que la anterior 80 cm (sección 508) en promedio, se trata de un paquete estratificado que intercala niveles de ceniza fina y media con pómez milimétricas angulares blancas, en ocasiones el depósito supera 1m de espesor, tiene una amplia distribución, hasta aproximadamente 45 km del volcán.
- Le sigue un depósito delgado compuesto por una capa de ceniza fina, color gris amarillenta con estratificación cruzada, no consolidada, corresponde a una oleada piroclástica (P1-SA).

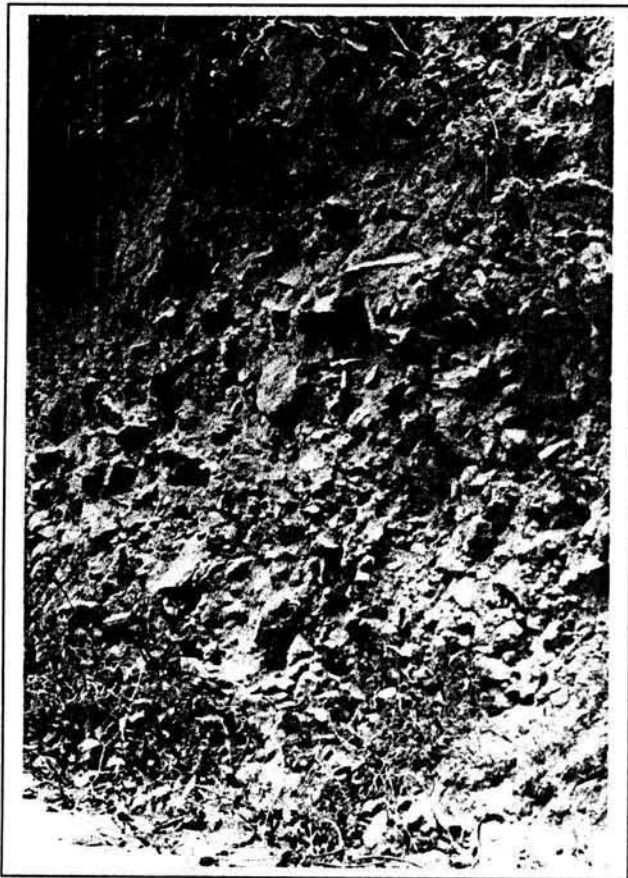


Figura 3.13. Vista general del depósito correspondiente a una brecha de explosión, nótese la alteración y el diámetro de los fragmentos. Sector de los Tunjos-La Gallera. El martillo mide 35 cm.

- Sobre el depósito anterior, se observa una secuencia de cinco depósitos de pómez (P1-FPA) de color gris claro predominantemente, el primer nivel (20 cm de espesor)

es de color gris oscuro, esta soportado por una matriz de ceniza fina, sin consolidar, localmente presenta capas estratificadas onduladas y pómez grises. El segundo nivel tiene un espesor de 23 cm, es de color gris oscuro, soportado por matriz de ceniza fina a gruesa, localmente presenta lentes de acumulación de líticos. Los últimos tres niveles son más homogéneos en sus características tienen un color gris, están soportados por una matriz que varía de ceniza fina a muy gruesa, clastos de pómez, líticos ígneos y metamórficos, algunos de ellos alterados hidrotermalmente (Fig. 3.14), esta secuencia en ocasiones supera los 10 m de espesor y se interpreta como depósitos de flujo piroclástico.

- Concordantemente lo sobreyace un depósito piroclástico de pómez, gris (2 m de espesor) (P1-FPB), masivo, no consolidado, soportado por matriz de ceniza fina con abundantes pómez blancas redondeadas, y con abundante madera carbonizada fechada en $3,675 \pm 125$, $3,665 \pm 50$, $3,670 \pm 60$, $3,710 \pm 50$ y $3,640 \pm 50$ años A.P. (este trabajo), $3,605 \pm 315$ y $3,475 \pm 190$ años A.P. (Cepeda et al, 1995) y $3,675 \pm 35$ (Thouret et al, 1995). Por lo que se le asigna una edad promedio de 3600 años (Tabla 3.1) y corresponde a un flujo piroclástico.
- Suprayaciendo a la unidad anterior observamos un depósito piroclástico de ceniza y pómez de color gris (3 m de espesor) (P1-FPC), masivo, sin consolidar, soportado por una matriz de ceniza fina a gruesa, correspondiente a un flujo piroclástico con poca madera carbonizada.
- Le sigue en contacto concordante un depósito piroclástico de ceniza y pómez (2,5 m de espesor) (P1-FPD), gris claro a café, soportado por una matriz de ceniza fina a muy fina, con abundante pómez blanca, masivo y sin consolidar. (flujo piroclástico)
- Por último observamos un depósito piroclástico de ceniza y pómez gris claro (2 m de espesor) (P1-FPE), masivo, no consolidado, soportado por una matriz de arena fina a media y con la presencia esporádica de madera carbonizada. (flujo piroclástico). En la parte superior se forma un suelo arcilloso color café.

La distribución general de los depósitos piroclásticos anteriormente descritos se observa en la figura 3.15.

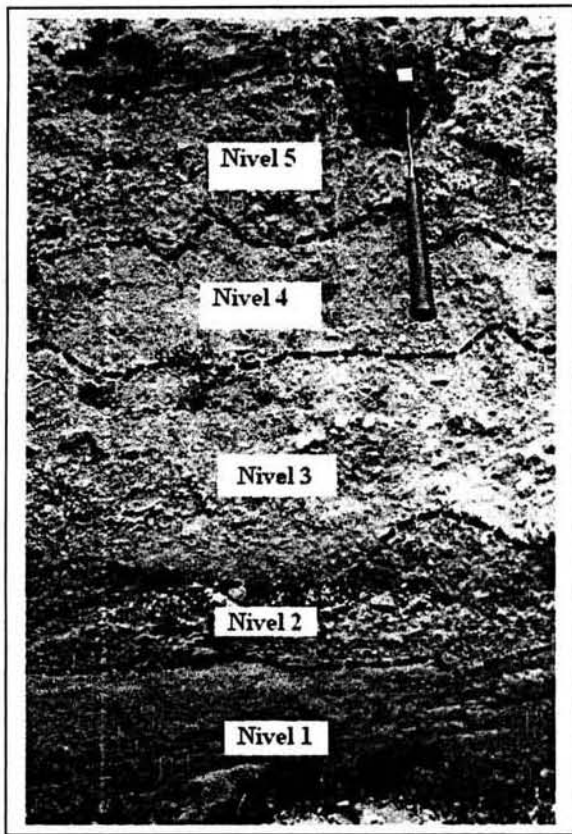


Figura 3.14. Detalle de la secuencia de flujos piroclásticos, la cual se encuentra suprayaciendo la secuencia de depósitos de caída. Sector los Tunjos – La Gallera. Tomado de Pinilla y Pino (2002). El martillo tiene una longitud de 35 cm.

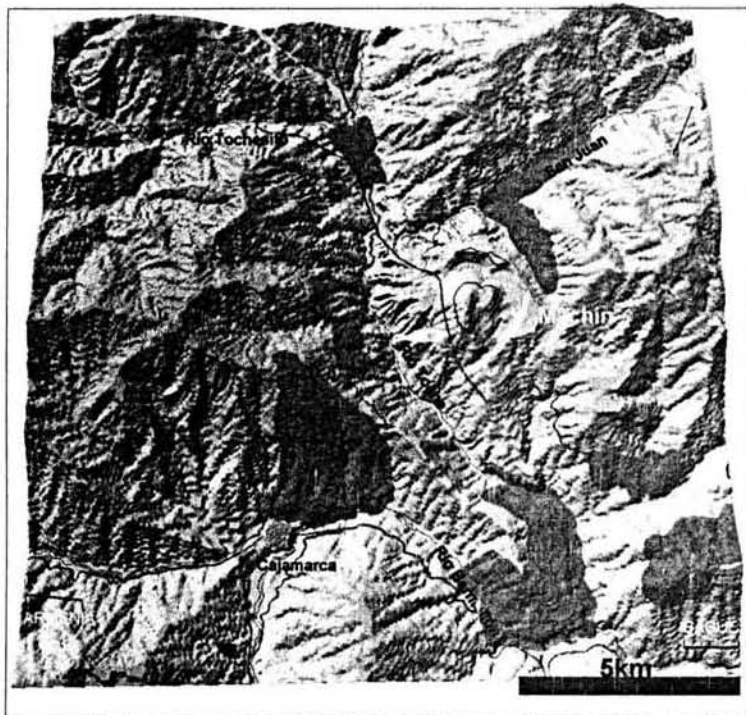


Figura 3.15. Distribución de los depósitos (en naranja) que conforman la erupción P+1. Depósitos sobrepuestos al mapa en 3D del área de estudio. Curvas de nivel cad 25 m. Topografía digital generada por Obando y Ramos (2003). 33

3.3. Unidad El Guaico

Se denomina así por el sitio geográfico donde están emplazados la mayoría de sus depósitos, la secuencia geológica forma terrazas de aproximadamente 50 metros de espesor. La columna generalizada (Fig. 3.16) ilustra los distintos depósitos que conforman este depósito y la figura 3.17 muestra su distribución. Consiste desde la base a la cima en:

- Depósito masivo, monolitológico, sin consolidar y con abundantes estructuras de desgasificación, los bloques líticos (dacíticos) tienen hasta 26 cm de espesor a 5 km al SE del volcán, la matriz es de arena fina con algunas pómez esporádicas de hasta 12 cm de diámetro (Fig. 3.18). El depósito supera los 3.5 m de espesor en la sección 32 y corresponde a un flujo de bloques y ceniza (GFBCA).
- Le sigue un depósito piroclástico, masivo, sin consolidar, con un espesor de 8 m, mas fino que el anterior, con líticos hasta de 10 cm de diámetro mostrando aureolas de oxidación, fechado en $2,550 \pm 70$ (este trabajo) y $2,805 \pm 55$ años A.P. (Cepeda et al, 995). (bloques y ceniza, GFBCB)
- Suprayaciendo, de manera erosiva, al anterior encontramos un depósito piroclástico (denominado GFPA, con 4 m de espesor), gris claro a rosa, soportado por una matriz de ceniza fina, masiva, sin consolidar, con pómez blanca hasta de 30 cm de diámetro y líticos grises vítreos con poca oxidación. El depósito corresponde a un flujo piroclástico.

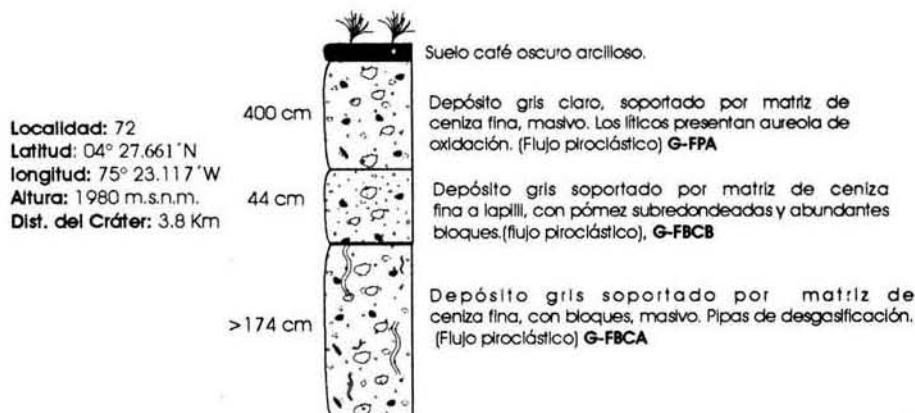


Figura 3.16. Columna estratigráfica generalizada para la unidad denominada El Guaico. Los espesores son valores promedio encontrados en las distintas secciones, dichos depósitos forman terrazas de aproximadamente 50 metros de espesor.

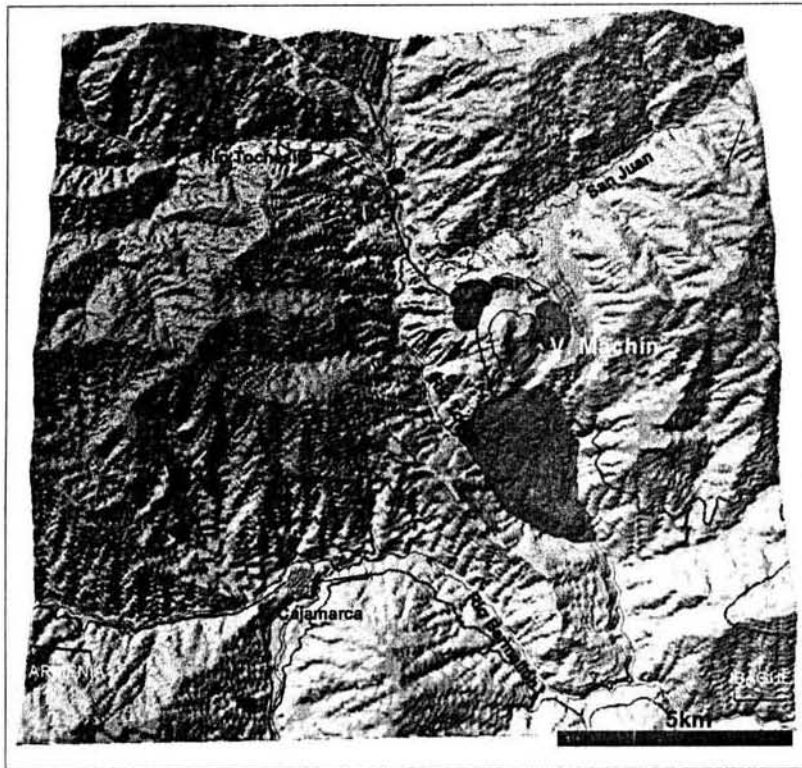


Figura 3.17. Distribución de los depósitos (en naranja) que conforman la erupción El Guaico. Depósitos sobrepuestos al mapa en 3D del área de estudio. Curvas de nivel cada 25 m. Topografía digital generada por Obando y Ramos (2003).

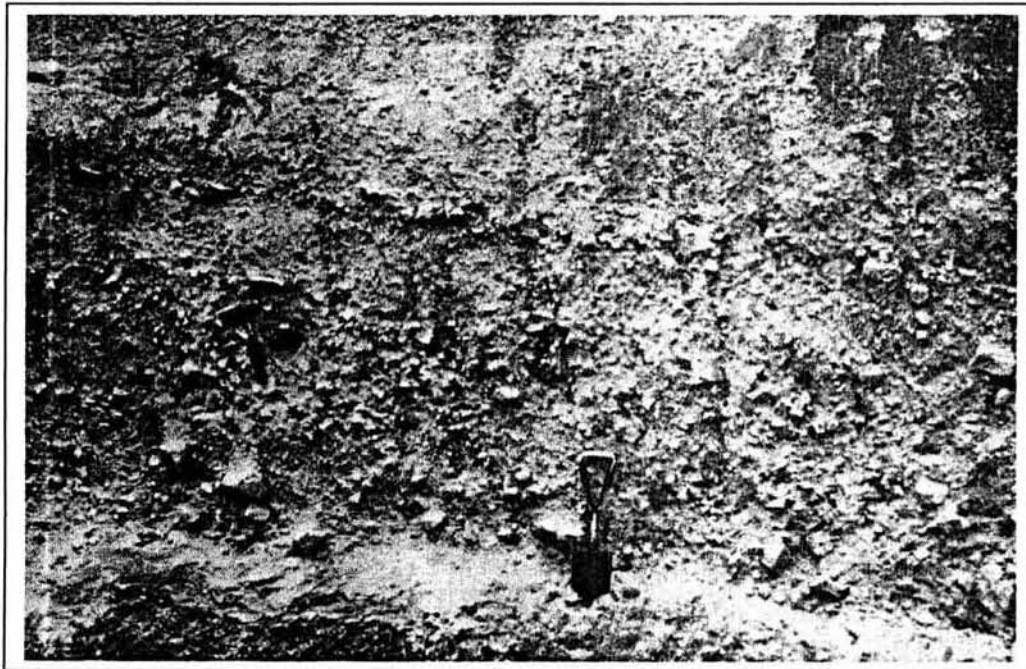


Figura 3.18. Detalle de la secuencia de bloques y ceniza en la localidad El Guaico, es de anotar las abundantes estructuras de desgasificación. La pala mide 50 cm (GFBCA).

3.5. Unidad P2

La columna generalizada de P2, ilustra los distintos depósitos que conforman esta unidad, al igual que la correlación de secciones (Fig. 3.19 a y b). La unidad P2 esta compuesta de la base a la cima por:

- Depósito de color café amarillento con gradación normal y con un espesor máximo de 40 cm (sección 545), compuesto por pómez de tamaño lapilli a ceniza fina de caída, rica en líticos de esquistos. El diámetro para la pómez mayor es de 9.3 cm y para líticos es de 3.5 cm (P2CA, Fig. 3.20).
- Suprayaciendo concordantemente a este depósito se encuentran dos niveles de ceniza de caída, el primero consiste de ceniza fina gris a café, masivo, no consolidado y el segundo corresponde a ceniza gruesa, gris, masiva, no consolidada.
- Depósito de color amarillento con un espesor máximo de 83 cm (sección 545), compuesto por pómez de tamaño lapilli a ceniza fina de caída, rica en líticos de esquistos con soporte grano a grano. (P2CB)
- Suprayaciendo a estos dos paquetes se observa un depósito piroclástico de ceniza (P2FPA)(Flujo), con limo, parcialmente endurecido con pómez blanca y café esporádica al igual que abundante madera carbonizada, fechada en $1,205 \pm 185$ años A.P. (Cepeda et al, 1995), dicho flujo forma terrazas en el sector de San Juan de 40 metros de espesor promedio..

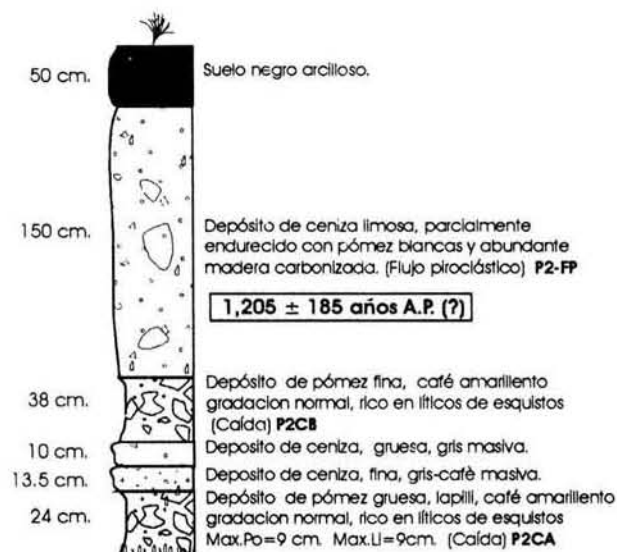


Figura 3.19a. Columna estratigráfica generalizada para la unidad P+2. Los espesores son valores promedio encontrados en las distintas secciones.

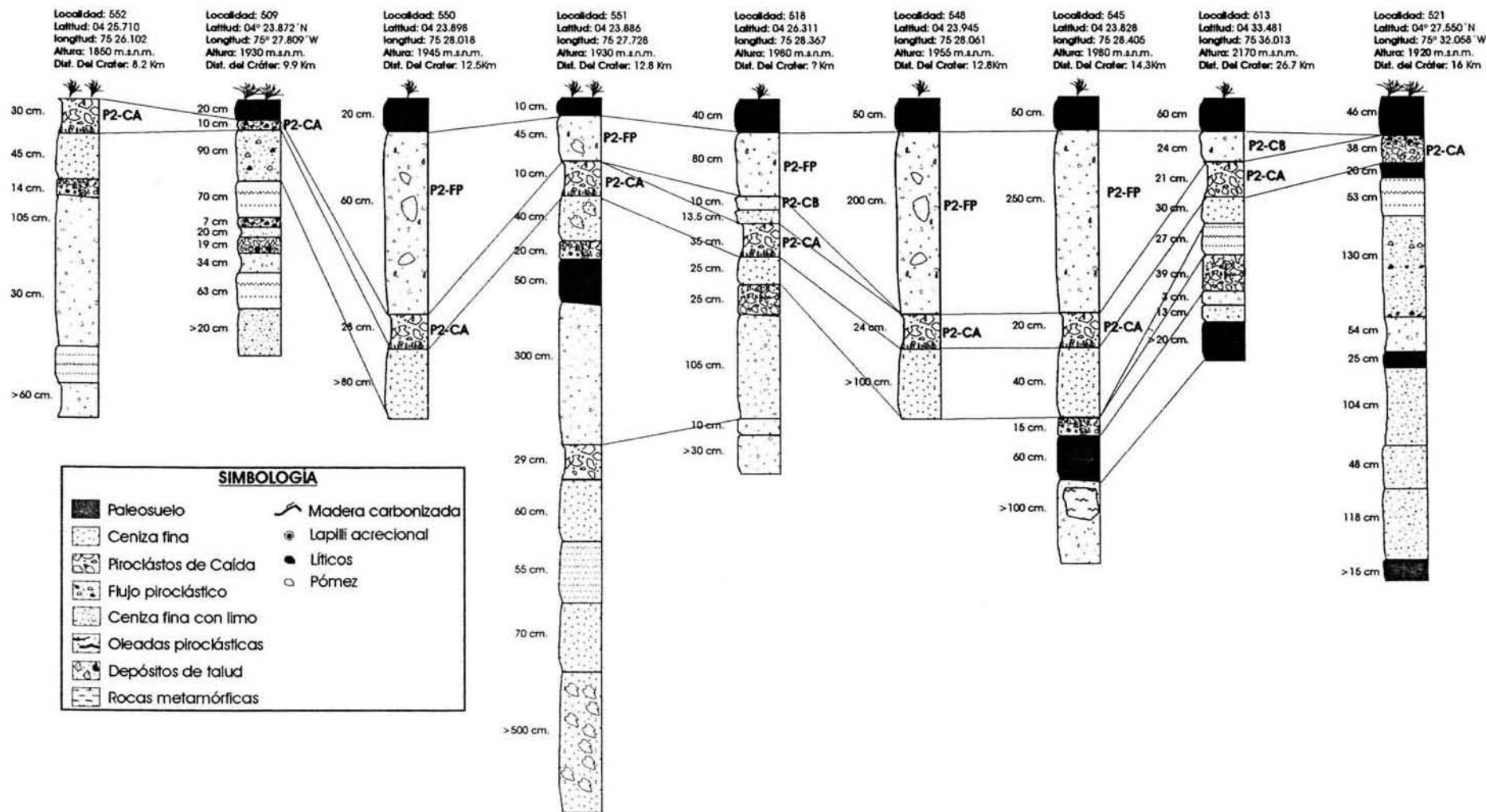


Figura 3.19b. Correlación estratigráfica de las secciones más representativas de la erupción P+2. La descripción de las secciones es similar a la que aparece en la columna generalizada.

Estos depósitos rellenaron el cauce de la barranca San Juan y parcialmente el del río Toche (Fig. 3.21, Méndez, 2001). La Unidad alcanza espesores cercanos a los 20 m (Sección 67). La distribución de los depósitos se observa en la figura 3.21.



Figura 3.20. Depósito de caída P2CA sobre los depósitos de la unidad Epartillal. La pala tiene una longitud de 22 cm.

3.6. Unidad El Anillo

Consiste de un depósito de color gris café, masivo de ceniza fina de 50 cm de espesor y corresponde a un flujo piroclástico. Le sigue un depósito, de color café claro, masivo, compuesto por ceniza fina, con un espesor de 35 cm (sección 65, Fig. 3.22)

localmente presenta fragmentos de un depósito de retrabajo con ceniza gruesa de color café claro embebidos en la matriz (AFPA)(Fig. 3.23) y corresponde a un flujo piroclástico. Este depósito fue fechado en 975 ± 75 (éste trabajo) y 820 ± 100 años A.P (Thouret, et al, 1995), por lo que se le asigna una edad promedio de 900 años. La secuencia anterior forma parte de las paredes de la estructura actual del cráter. Finalmente, se tiene el emplazamiento de domos dacíticos de 150 m de alto, con actividad fumarólica actual (Fig. 3.24), que cubren la secuencia, la distribución de los depósitos se observa en la figura 3.25.

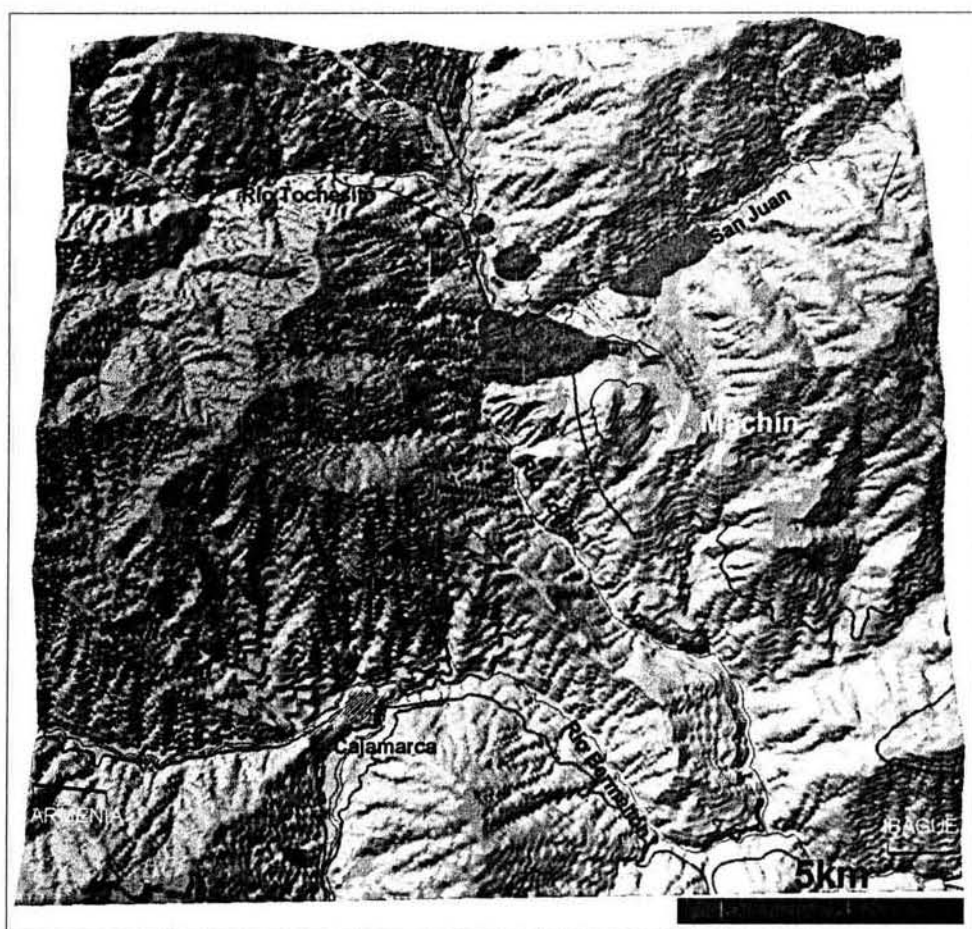


Figura 3.21. Distribución de los depósitos (en naranja) que conforman la erupción P+2. Depósitos sobrepuestos al mapa en 3D del área de estudio. Curvas de nivel cada 25 m. Topografía digital generada por Obando y ramos (2003).



Figura 3.22. Detalle del depósito de flujo piroclástico P2FPA que suprayace el depósito de caída P2CB, denominado San Juan. 1 km al SW del cráter. El martillo tiene una longitud de 35 cm.



Figura 3.23. Detalle del depósito que se observa en el borde del anillo piroclástico. Las manchas cafés representan fragmentos de un depósito re TRABAJADO de ceniza. La tapa mide 5 cm.

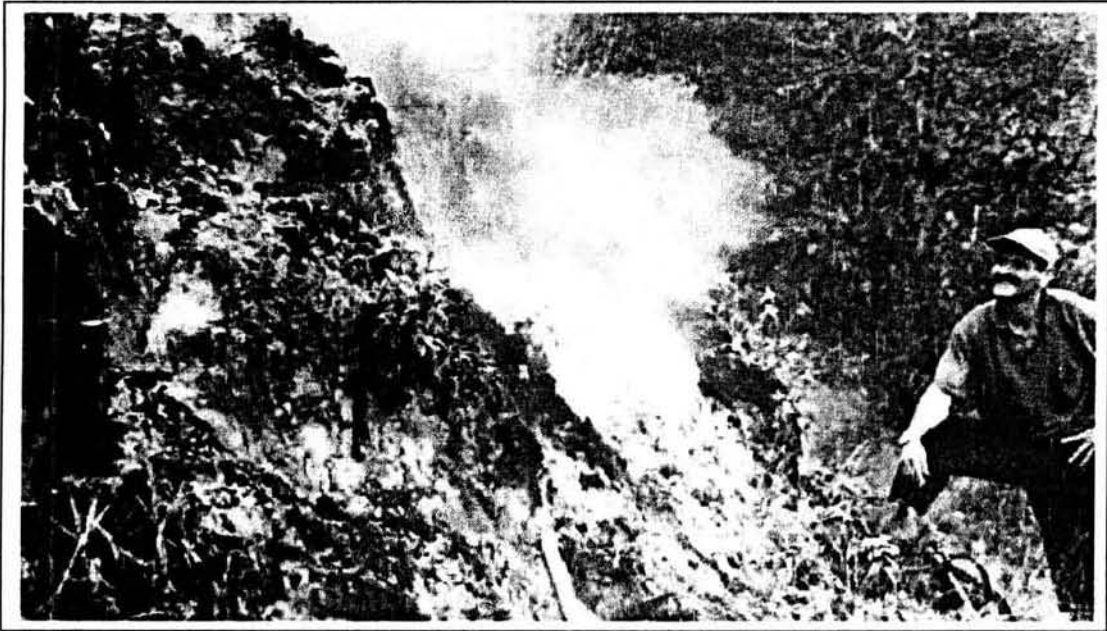


Figura 3.24. Campo fumarólico localizado en la ladera SW de uno de los domos que se encuentran al interior de la estructura.

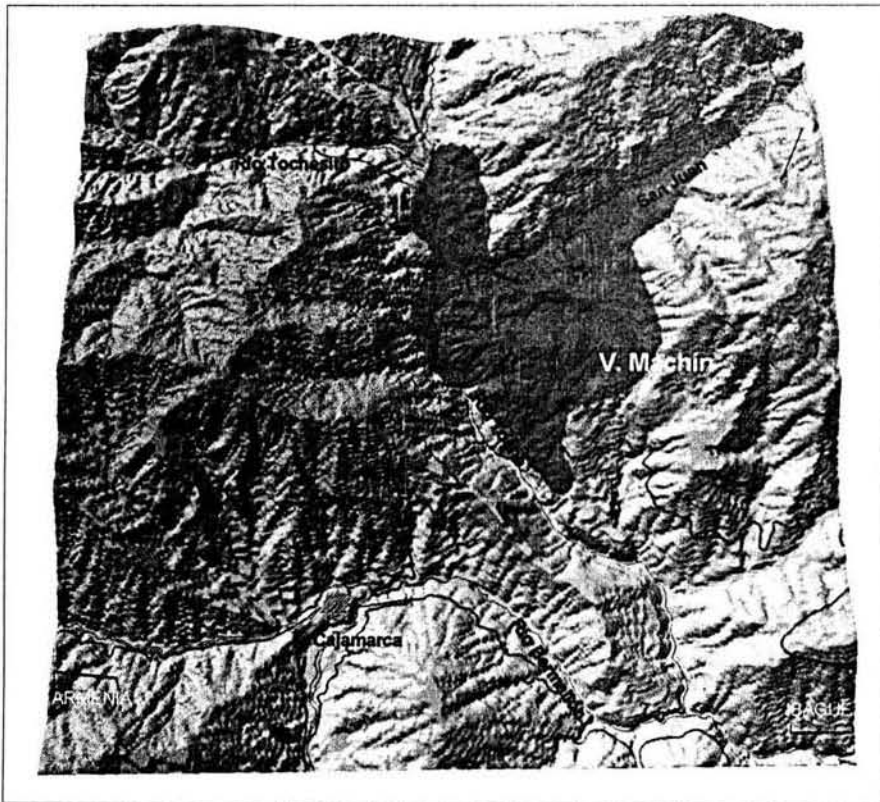


Figura 3.25. Distribución de los depósitos (en naranja) que conforman la erupción Anillo
Depósitos sobrepuestos al mapa en 3D del área de estudio.

4. Análisis Granulométricos.

Se realizó el análisis granulométrico y de componentes de los depósitos mejor distribuidos (P-1CA, P-1FPA, P-1SA, P0A, P0B, P0C, P0FPA, P1CA y P1CB, P1FPA, GFPA, P2C, P2FPA) de cada unidad y que representan niveles guía en la zona de estudio. Las muestras fueron secadas a una temperatura de 70°C durante doce horas y posteriormente lavadas con ácido clorhídrico (al 10%), acetona y agua destilada. Una vez limpia la muestra se pasó por un juego de tamices de -4 a + 4 phi, espaciado a intervalos de 1 phi (phi = $-\log_2 d$. (d = diámetro)). Posteriormente se pesaron las fracciones retenidas y el peso se normalizó al 100 %. Con los datos obtenidos se realizó el análisis estadístico utilizando el programa SFT16 (Wholetz, 1993, v. 2002), mediante el cual se calcularon parámetros estadísticos como la media, mediana, y selección. Las fórmulas empleadas por el programa fueron las desarrolladas por Inman (1952) y Folk y Ward (1957):

	Inman (1952)	Folk y Ward (1957)
Mediana	$Md\phi = \phi_{50}$	$Md\phi = \phi_{50}$
Media	$M\phi = \phi_{16} + \phi_{84} / 2$	$M\phi = \phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84} / 3$
Selección	$\sigma\phi = \phi_{84} - \phi_{16} / 2$	$\sigma_1 = (\phi_{84} - \phi_{16} / 4) + (\phi_{95} - \phi_{5} / 6.6)$

4.1. Unidad Espartillal.

El depósito de caída piroclástica denominado P-1CA, representa el pulso principal de caída de la erupción y se caracteriza por estar pobremente a muy pobremente seleccionado ($\sigma\Phi = 1.47$ a 2.32Φ), donde la distribución del tamaño promedio Md (50Φ), en la parte intermedia (13 km del volcán, Fig. 4.1), varía entre -1 y 0.6Φ . La curva de distribución es unimodal con sesgo hacia la parte más gruesa, la frecuencia máxima se localiza en 1Φ .

El depósito de flujo piroclástico (P-1FPA) denominado Espartillal, está pobremente a muy pobremente seleccionado ($\sigma\Phi = 1.75$), con una asimetría positiva y un diámetro promedio que varía de 0.25 a 1.75. La curva de distribución es unimodal con un enriquecimiento en 4Φ que le da a la curva una apariencia bimodal, la frecuencia máxima se localiza en 2Φ .

El depósito de oleada piroclástica, P-1SA, muestra una gráfica asimétrica desplazada hacia las fracciones más finas, clasificándolo como muy pobremente seleccionado ($\sigma \Phi = 3.25$), con una asimetría positiva y un diámetro promedio de -0.40 . La curva de distribución es unimodal con un leve enriquecimiento en 4Φ que le da a la curva un aspecto bimodal, la concentración máxima se localiza en 2Φ .

4.2. Unidad P0

Los depósitos piroclásticos de caída (P0A, P0B y P0C) solo se reconocieron en la parte intermedia, aproximadamente a 15 km del volcán. Para el depósito de caída P0A la distribución del tamaño promedio M_d , en la parte lejana (13 km del volcán) varía entre 1.25 a -2.30Φ . Este depósito es pobremente a muy pobremente seleccionado ($\sigma \Phi = 1.52$ a 2.15Φ), la curva de distribución es unimodal con un sesgo hacia la parte más gruesa, la concentración máxima se localiza en -3Φ . Para el depósito de caída P0B la distribución del tamaño promedio M_d (50Φ) en la parte lejana varía entre 0.55 a -2.90Φ , este depósito es muy pobremente seleccionado ($\sigma \Phi = 2.23$ a 2.58Φ) la curva de distribución es bimodal con modas principales en -3Φ y 1Φ . El depósito P0C está pobremente a muy pobremente seleccionado ($\sigma \Phi = 1.15$ a 2.85Φ), donde la distribución del tamaño promedio M_d (50Φ), en la parte lejana, varía entre -4.45 a 0.6Φ . la curva de distribución es unimodal, con una máxima concentración en -2Φ (Fig. 4.1).

El flujo piroclástico (P0FPA) resultó ser pobremente seleccionado, con una asimetría positiva y un diámetro promedio que varía entre 0.95 a 1.85Φ , la curva de distribución es unimodal con sesgo hacia la parte más fina, la máxima concentración se encuentra en 2Φ .

4.3. Unidad P1

Para esta unidad se analizaron dos depósitos de caída (P1CA y P1CB) y un flujo piroclástico (P1FPA). P1CA está bien seleccionado ($\sigma \Phi = 0.66$ a 1Φ), donde la distribución del tamaño promedio M_d (50Φ), en la parte intermedia (35 km sobre el eje de dispersión), varía entre 0.4 a 1Φ , La curva de

distribución es unimodal, con la máxima concentración en 1Φ . El depósito P1CB en la parte intermedia (35 km sobre el eje de dispersión) es muy pobremente a pobremente seleccionado ($\sigma\Phi = 2.35$ a 1.25Φ), donde la distribución del tamaño promedio Md (50Φ) varía entre -1.25 a 1.05Φ , la curva de distribución es simétrica, con sesgo hacia la fracción más fina. Se observa un leve enriquecimiento en la fracción 3Φ que da la apariencia de ser unimodal, la máxima concentración se observa en 1Φ .

El análisis del depósito de flujo piroclástico P1FPA, permite clasificarlo como pobremente a muy pobremente seleccionado, con una asimetría positiva y un diámetro promedio que varía de 0.40 a 1.05, la curva de distribución es unimodal con sesgo hacia la parte mas fina, la máxima concentración se encuentra en 3Φ y con un leve enriquecimiento en la parte mas gruesa correspondiente a -3Φ (Fig. 4.1).

4.4. Unidad Guaico

Para esta unidad se analizó el depósito de flujo piroclástico denominado GFPA que suprayace la secuencia de bloques y ceniza. El análisis granulométrico permite clasificar al depósito como muy pobremente seleccionado, con una asimetría simétrica y un diámetro promedio general que varía desde $-0,45$ hasta $2,20$, la curva de distribución es unimodal con una acumulación máxima en 1Φ .

4.5. Unidad P2

De esta unidad se analizaron muestras correspondientes al depósito de caída P2C y al depósito de flujo piroclástico P2FPA.

El depósito de caída P2C, en la parte intermedia (35 km del volcán) es muy pobremente a pobremente seleccionado ($\sigma\Phi = 2.45$ a 1.60Φ), donde la distribución del tamaño promedio Md (50Φ) varía entre -2.75 a 0.75Φ , la curva de distribución es unimodal asimétrica con una máxima concentración en 1 y 2Φ .

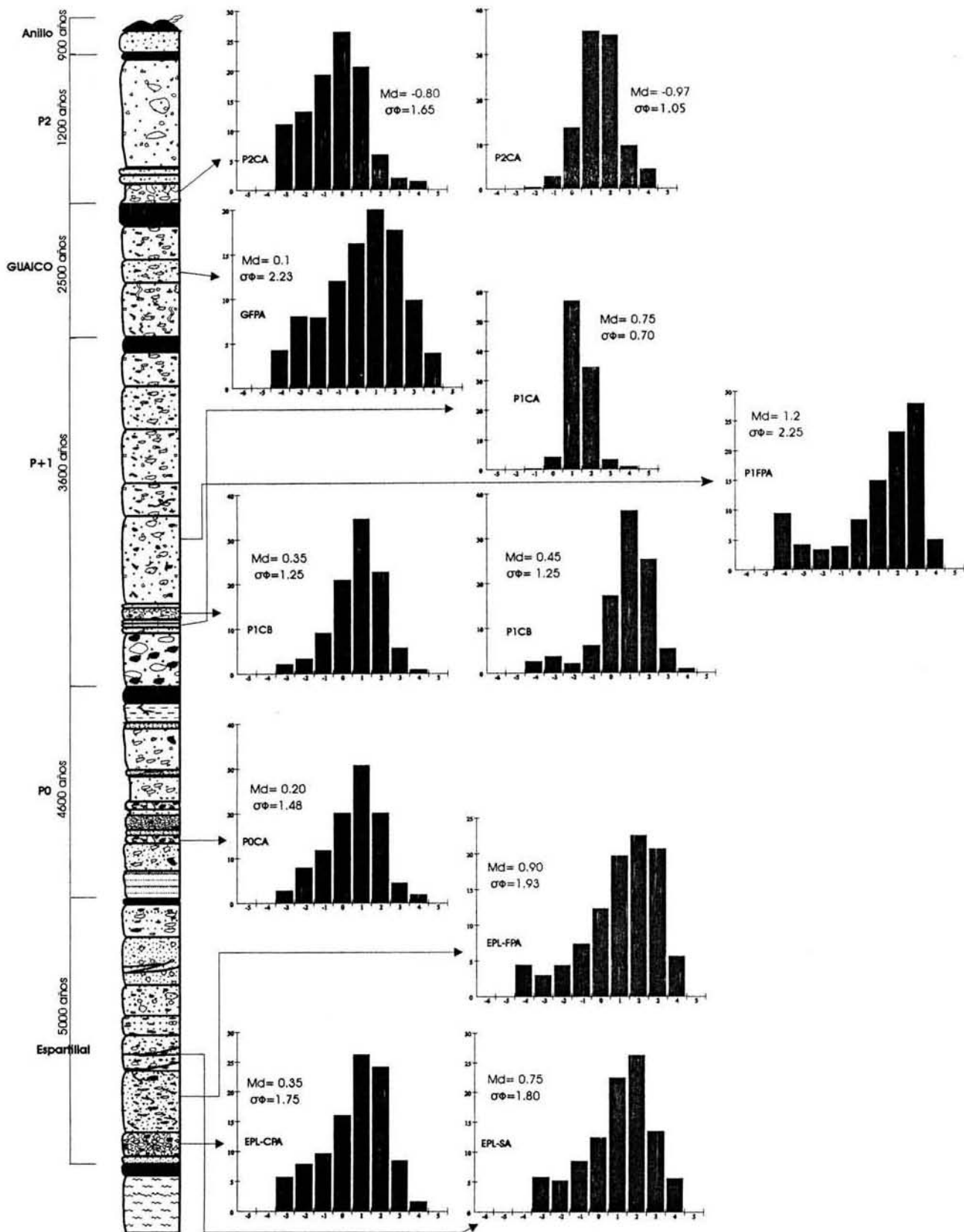


Figura 4.1. Columna estratigráfica generalizada de los depósitos que componen los distintos eventos eruptivos del VCM durante el Holoceno e histogramas de algunos depósitos de caída y flujos piroclásticos, donde se muestran las tendencias generales de distribución y los valores estadísticos de Md (mediana) y $\sigma\Phi$ (selección).

El depósito de flujo piroclástico P2FPA es pobremente seleccionado, con una curva de distribución asimétrica cercanamente simétrica con una máxima acumulación en 2Φ y un diámetro promedio general que varía desde $-0,3$ hasta $1,20$.

En la figura 4.2 se hace una comparación utilizando las graficas propuestas por Walker (1971) en donde se observa la distribución de las muestras de depósitos de caída en los diferentes campos (EPL-CA, P0CA, P1CB, P2CA).

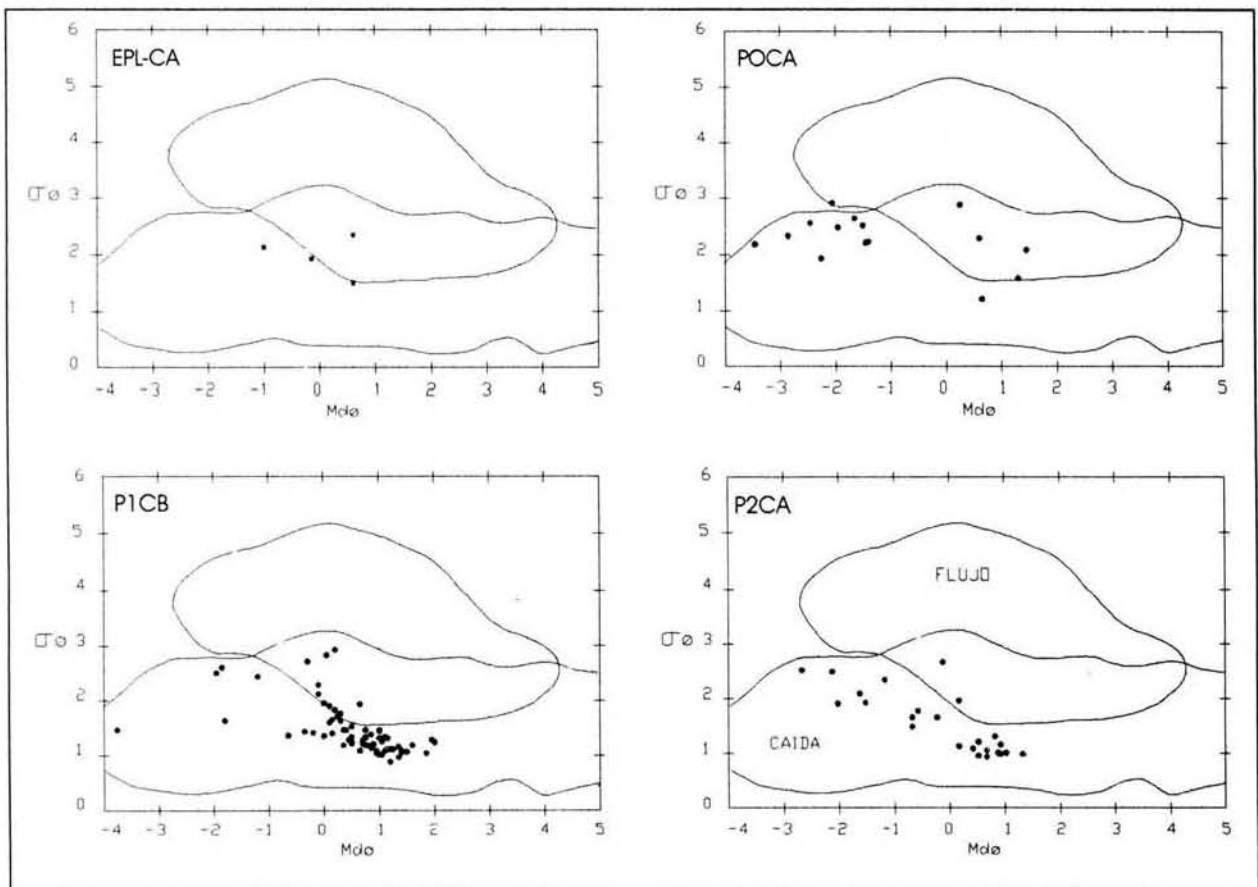


Figura 4.2. Comparación de las gráficas modificadas de Walker (1971), para diferentes depósitos piroclásticos de caída.

5. DINÁMICA ERUPTIVA – Depósitos de Pómez Plinianos

5.1. Mapas de Isopacas e Isopletas y Volumen

Con base en la distribución de los depósitos se determinaron los volúmenes para cada depósito de caída, utilizando el método de Fierstein y Nathenson (1992). Este método consiste en graficar la raíz cuadrada del área que encierra cada isopaca vs. el espesor de cada isopaca en escala logarítmica (Fig. 5.1, 5.2, 5.3). De manera general se ha observado que en depósitos recientes (bien preservados), los datos se configuran en dos pendientes, una de ellas corresponde a los depósitos proximales y la otra a los distales. Sin embargo, para depósitos antiguos o que han sufrido procesos de erosión y/o alteración solamente se configura la pendiente proximal, dado que éste tipo de depósitos es muy fácil de ser erosionado, así como se observa para los depósitos de caída del VCM. Este hecho resulta ser problemático para la estimación del volumen de material expulsado por las erupciones, ya que la parte distal representa una parte muy importante del depósito de caída. A fin de remediar el efecto de la erosión se utilizaron las consideraciones de Carey et al. (1995), quienes con base en un estudio de depósitos de caída, propusieron que la pendiente distal oscila entre 0.01 y 0.015. Cuando se tienen graficados los datos, el volumen se calcula con la siguiente fórmula:

$$V = \frac{2T_o}{k^2} + 2T_o \left[\left(\frac{k_1 * Aip^{1/2} + 1}{k_1^2} \right) - \left(\frac{k * Aip^{1/2} + 1}{k^2} \right) \right] \exp(-k * Aip^{1/2})$$

Donde T_o = espesor máximo extrapolado, k = la pendiente proximal, k_1 = pendiente distal, Aip = valor de la intersección de las dos pendientes anteriores que se calcula de la relación $(Aip/T_o) = 0.12$.

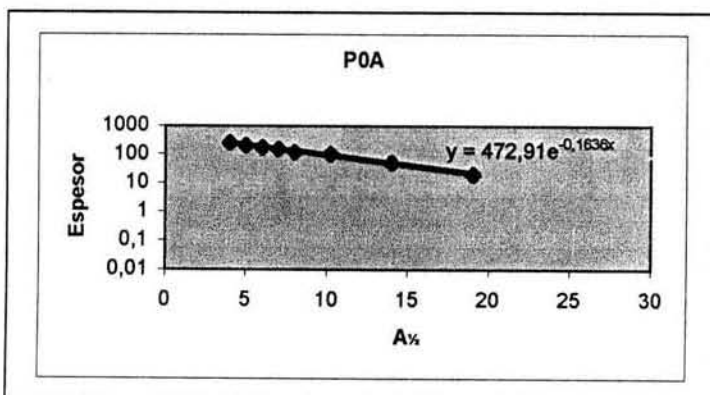


Figura 5.1. Ejemplo del método de Fierstein y Nathenson (1992) para encontrar la pendiente de los datos.

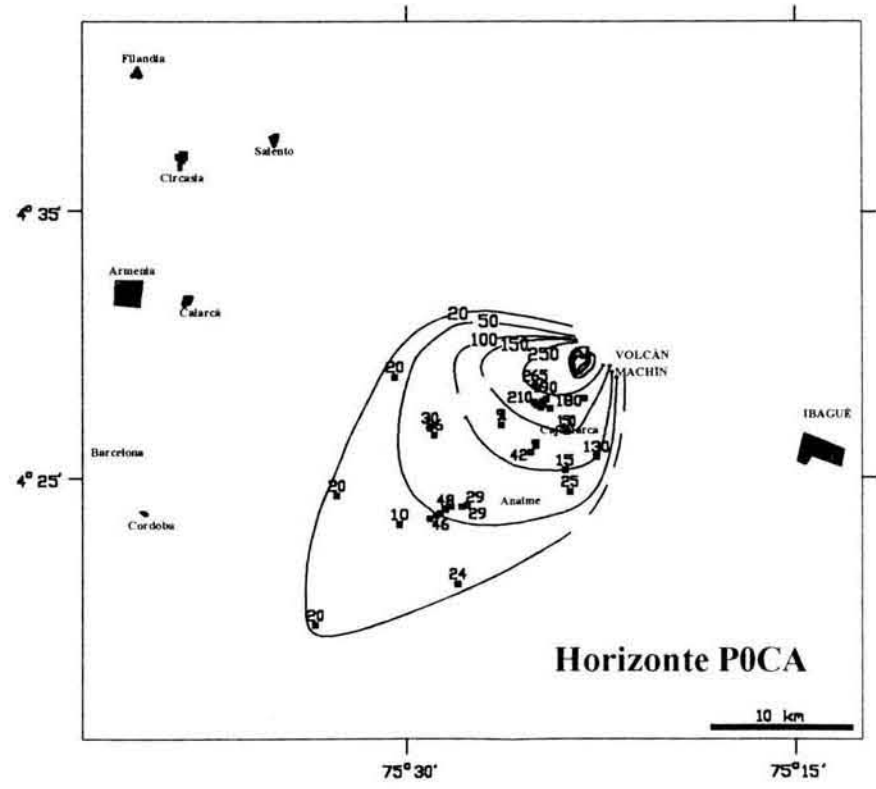
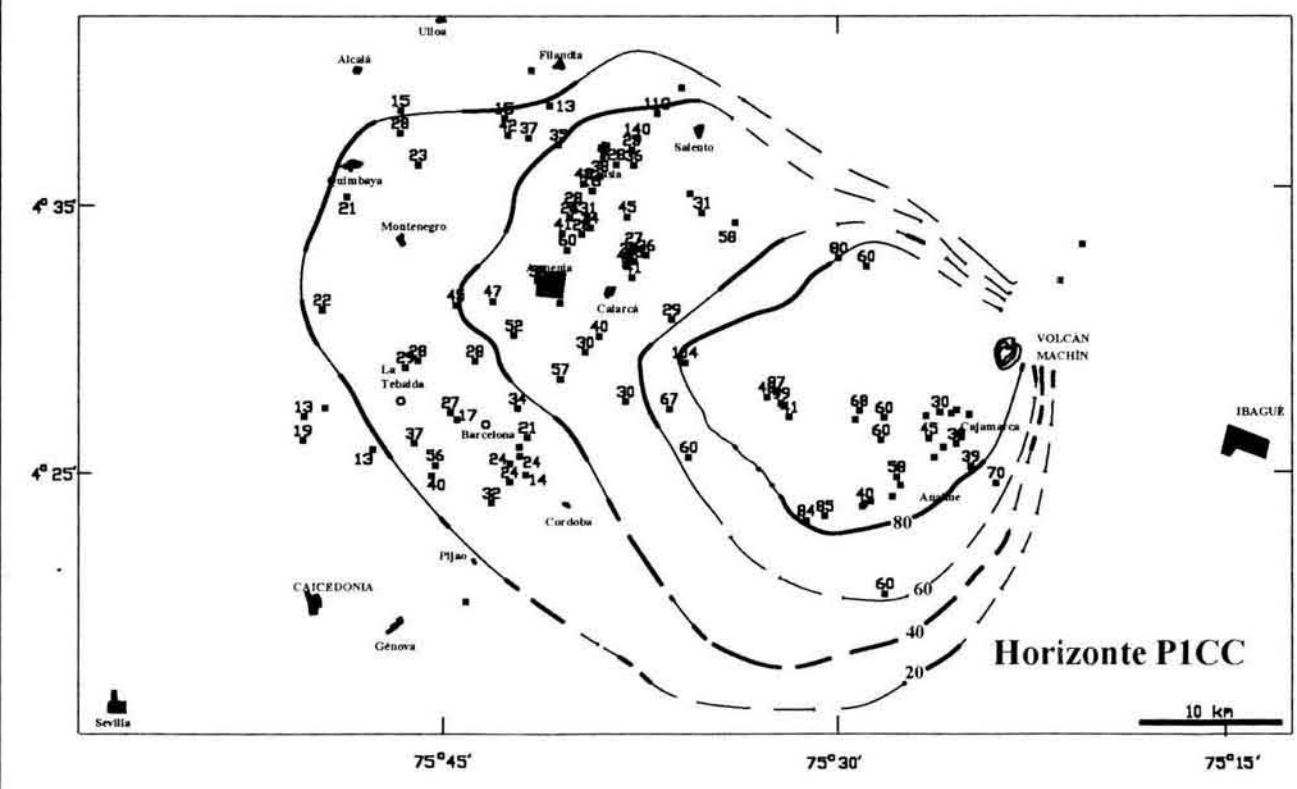
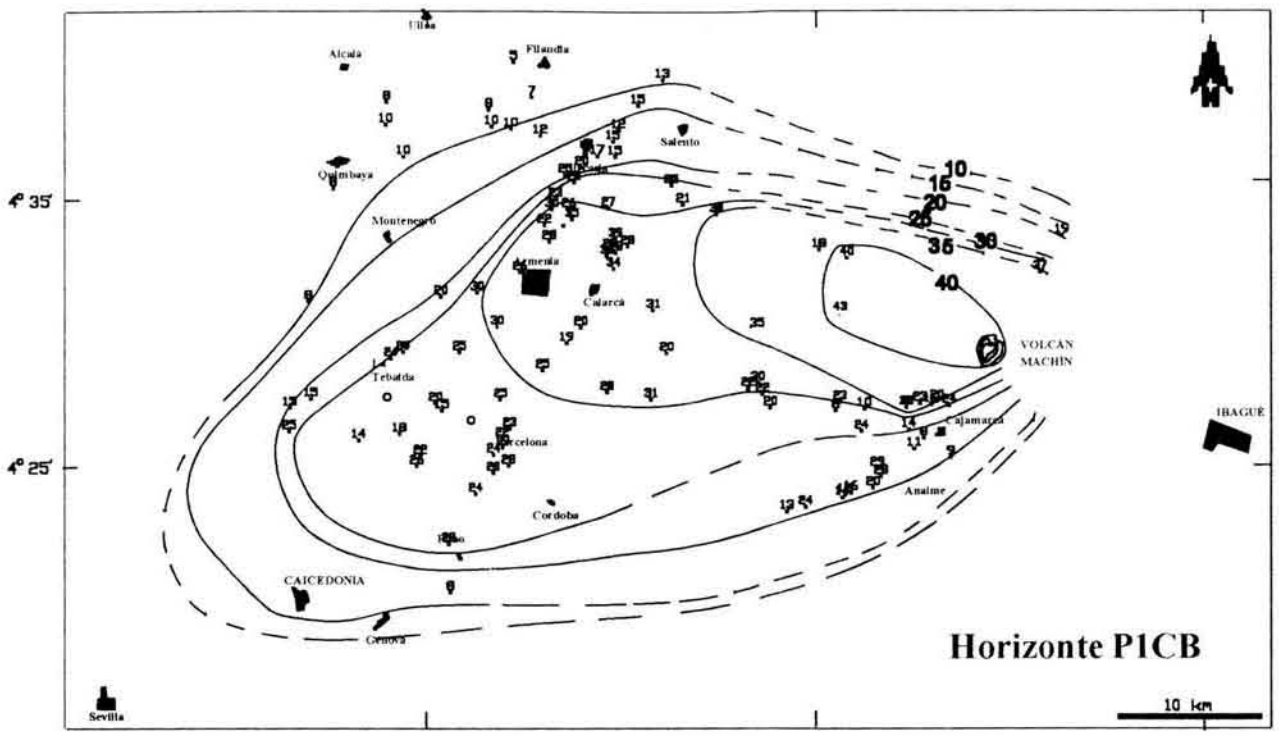
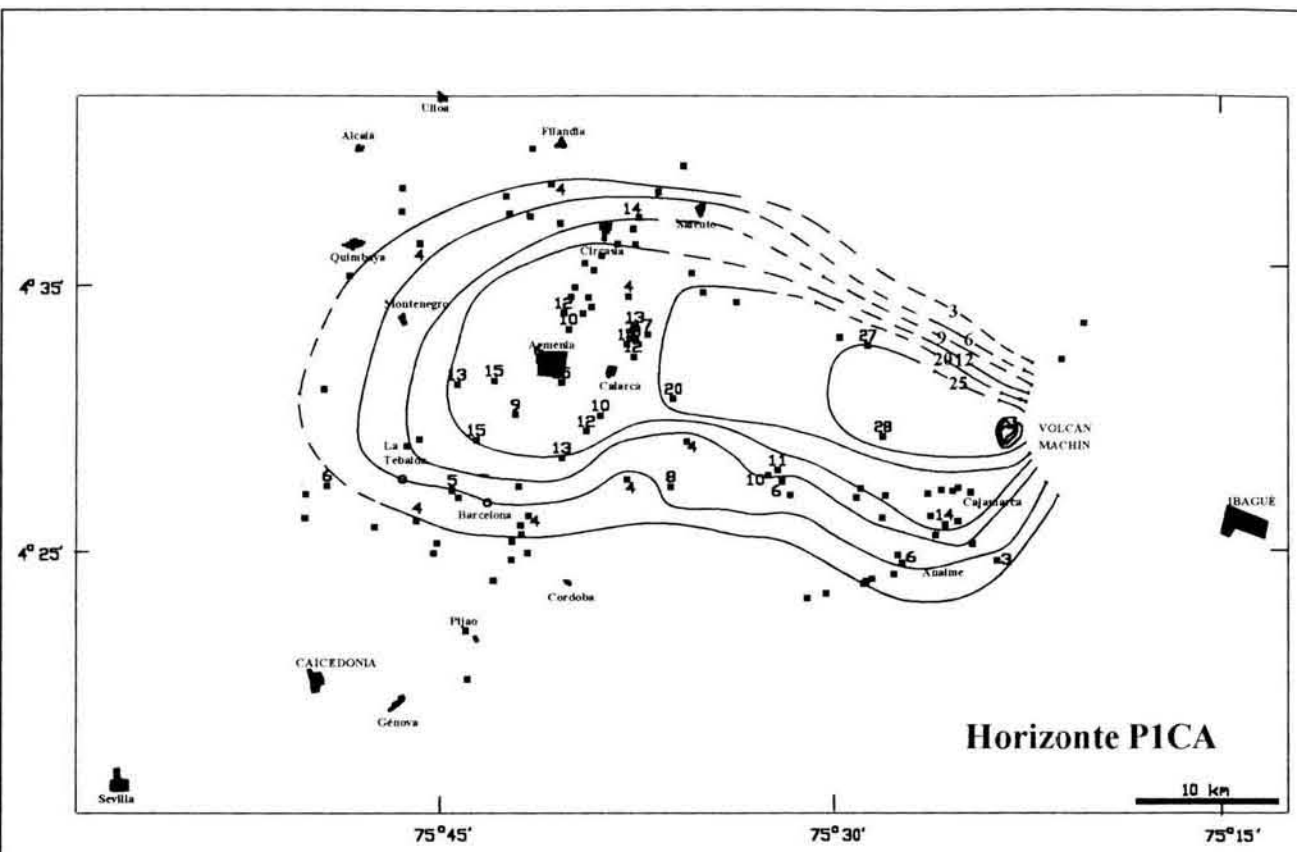


Figura 5.2. Mapas de isópachas de diferentes horizontes de caída. La distribución preferencial es hacia el W. Los datos están en centímetros.

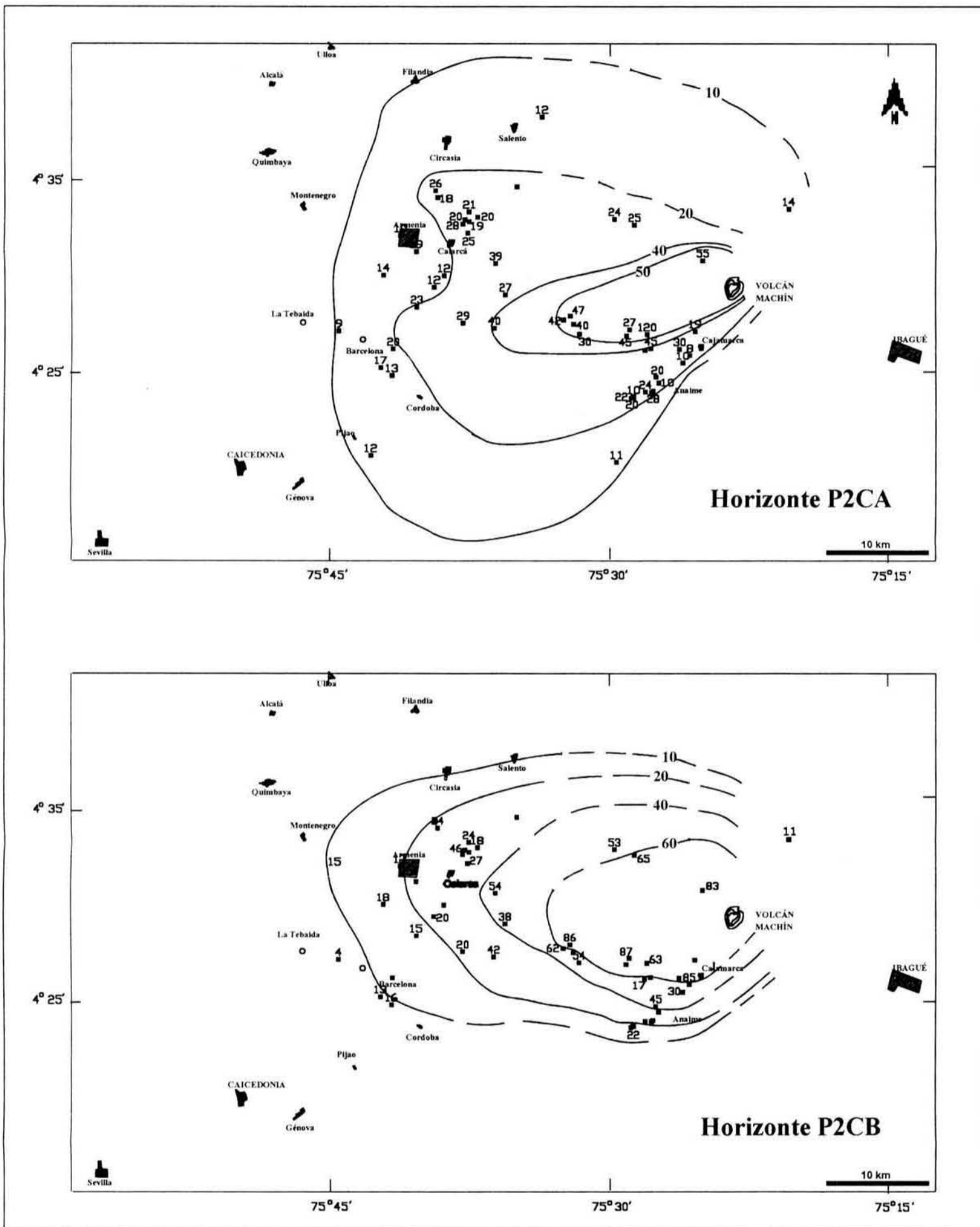


Figura 5.3. Mapas de isópacas de diferentes horizontes de caída. La distribución preferencial es hacia el W. Los datos están en centímetros.

5.1.1. Unidad Espartillal

Debido a los escasos afloramientos encontrados no se tiene un buen control de los depósitos que conforman esta erupción, sin embargo se puede hacer una estimación del volumen mínimo arrojado. Los depósitos de oleada y flujos piroclásticos de ceniza y pómez de esta erupción forman terrazas de 40 metros de espesor promedio (en el sector del Espartillal) y cubren un área mínima de 2,8 km² (todas las áreas de los depósitos fueron calculadas con el programa Autocad), obteniéndose un volumen mínimo de 0.11 km³ (tabla 2). No fue posible construir mapas de isópacas e isópletas debido a la escasez de datos de los depósitos de caída, por lo que el volumen correspondiente a estos depósitos no fue estimado. Sin embargo, las observaciones de campo sugieren que su distribución principal fue hacia el SO. Cabe señalar que estos depósitos fueron removidos en forma de flujos de lodo, en el sector de la Barranca Espartillal, por lo que el volumen calculado es mínimo.

5.1.2. Unidad P0

Para esta unidad fue posible construir mapas de isópacas e isópletas, gracias al gran número de secciones encontradas para los depósitos piroclásticos de caída denominados P0CA y P0CB, el depósito denominado P0CC fue reconocido solo en dos secciones.

Para el depósito de caída denominado P0CA se calculó un volumen total de 6.3 km³. Para determinar el volumen en roca densa equivalente (RDE) se consideró una densidad del material piroclástico de 1000 kg/m³ y una densidad de 2500 kg/m³ para un magma dacítico, obteniendo un volumen en RDE de 2.5 km³. Para calcular el volumen en RDE se empleó la siguiente fórmula:

$$RDE = m/\delta$$

Donde m = masa y δ = densidad del magma (2500 kg/m³). Para calcular la masa (m) se empleó:

$$m = V * \delta_1$$

En donde V = volumen y $\delta 1$ = densidad del material piroclástico. En este caso se consideró un valor para la densidad de 1000 kg/m^3 , para el material juvenil presente en el depósito el cual incluye pómez blanca, gris, amarilla y bandeada, al igual que líticos grises, dichos componentes promedian el valor de densidad mencionado. El procedimiento anterior se utilizó para todos los depósitos a los que fue posible calcularles un volumen mínimo.

El mapa de isópacas (Fig. 5.2) de este depósito muestra que la dirección predominante de los vientos en el momento de la erupción fue hacia el SO (45°) del VCM y la isópaca de 20 cm abarca un área aproximada de 350 km^2 . El depósito se encuentra bien expuesto hacia las poblaciones de Anaime y la jurisdicción el Machete (municipio de Cajamarca).

Los depósitos de oleadas y flujos piroclásticos de ceniza y pómez de esta erupción forman terrazas de 50 m de espesor promedio que rellenan los cauces de los ríos Bermellón, Anaime y las barrancas La Cerrajosa y El Tigre, cubren un área mínima aproximada de 1.7 km^2 , con lo cual se obtiene un volumen total mínimo de 0.1 km^3 , sumando el volumen anterior con el volumen obtenido del depósito de caída P0CA nos da un volumen mínimo total estimado de 2.6 km^3 para esta unidad.

5.1.3. Unidad P1

Para esta unidad fue posible la construcción de mapas de isópacas e isópletas para los depósitos de caída P1CA, P1CB y P1CC los cuales tienen un comportamiento muy similar en cuanto a su distribución.

El depósito P1CA es el de menor espesor, tiene una distribución preferencial hacia el O (Fig. 5.2) del VCM y abarca un área aproximada de 1100 km^2 , el volumen calculado para el depósito fue de 1 km^3 (0.4 km^3 RDE). El depósito denominado P1CB es el horizonte guía de esta unidad y tiene una distribución predominante de 15° al SO (Fig. 5.2), abarca un área aproximada de 1800 km^2 . El volumen calculado para este depósito fue de $1,9 \text{ km}^3$ (0.8 km^3 RDE). Por último, el depósito P1CC es el depósito de mayor espesor que conforma esta unidad, tuvo una distribución preferencial hacia el NO- 80° (Fig. 5.2) y abarca un área aproximada de 1700 km^2 . El volumen calculado para éste depósito fue

de $4,9 \text{ km}^3$ (2 km^3 RDE). La suma del volumen mínimo para estos tres depósitos de caída es de 3.2 km^3 (RDE).

Los depósitos de flujos piroclástico (oleadas y flujos piroclásticos de ceniza y pómez) de esta erupción forman terrazas de 100 m de espesor promedio (en el sector de San Lorenzo Bajo- Río Bermellón) y cubren un área mínima aproximada de 18 km^2 , con lo cual se calculó un volumen mínimo eruptado de 1.8 km^3 . De modo que durante la erupción P1 fue expulsado un volumen total (no RDE) de 9.6 km^3 (caídas + flujos).

5.1.4. Unidad El Guaico

Los depósitos de flujos piroclástico (ceniza y bloques y flujos piroclásticos de ceniza y pómez) de esta erupción forman terrazas de 50 m de espesor promedio (en el sector del Guaico) y cubren un área mínima aproximada de 4.5 km^2 , obteniendo un volumen mínimo eruptado de 0.3 km^3 . Para esta unidad no se encontraron depósitos de caída.

5.1.5. Unidad P2

Para esta unidad fue posible la construcción de mapas de isópacas e isópletas para los depósitos de caída P2CA y P2CB los cuales tienen una distribución muy similar. Para el depósito denominado P2CA (horizonte guía) se observa que tiene una distribución preferencial hacia el O (Fig. 5.3), abarca un área aproximada de 1600 km^2 y corresponde a un volumen mínimo de 2 km^3 (0.8 km^3 RDE). El depósito P2CB tiene una distribución preferencial hacia el NO (83°) (Fig. 5.3), cubre un área aproximada de 1000 km^2 y el volumen mínimo fue calculado en 2.4 km^3 (1 km^3 RDE). El volumen total mínimo de los depósitos de caída de P2 es de 4.4 km^3 .

Los depósitos de flujos piroclástico (flujos piroclásticos de ceniza y pómez) de esta erupción forman terrazas de 40 m de espesor promedio (en el sector de San Juan) y cubren un área mínima aproximada de 2.2 km^2 , obteniendo un volumen mínimo de 0.1 km^3 . Durante la erupción P1 fue expulsado un volumen total de 4.5 km^3 (caídas + flujos).

5.1.6. Unidad anillo

Los depósitos de flujo piroclástico de esta erupción forman parte de las paredes del anillo piroclástico principal, forman depósitos de aproximadamente 1m de espesor promedio (en el sector de la Laguna) y cubren un área mínima aproximada de 19 km². De modo que se estimó un volumen mínimo de 0.02 km³.

5.2. Altura de Columnas Eruptivas.

La altura de las columnas eruptivas de cada uno de los horizontes de caída fue calculada utilizando el método propuesto por Carey y Sparks (1986). Este modelo teórico se basa en la caída de clastos desde la columna eruptiva, en donde la dispersión de los fragmentos está influenciada por la intensidad del viento y la altura de la columna. De modo que para este método se utiliza el mapa de isopletas del depósito de caída de líticos del cual se obtiene el valor correspondiente al alcance en dirección del viento (ADV) y el alcance perpendicular a la dirección del viento (IPV) (Fig. 5.4). Estos datos se grafican de acuerdo a la isopleta de más confiabilidad, construida con los datos obtenidos en campo (Fig. 5.5 a - c). Los datos de la altura total de columna calculados para los distintos horizontes son: P0A = 29 km, P1CA= 19 km, P1CB= 32 km, P1CC= 21 km, P2CA= 31 km, P2CB= 23 km (Tabla 5.1).

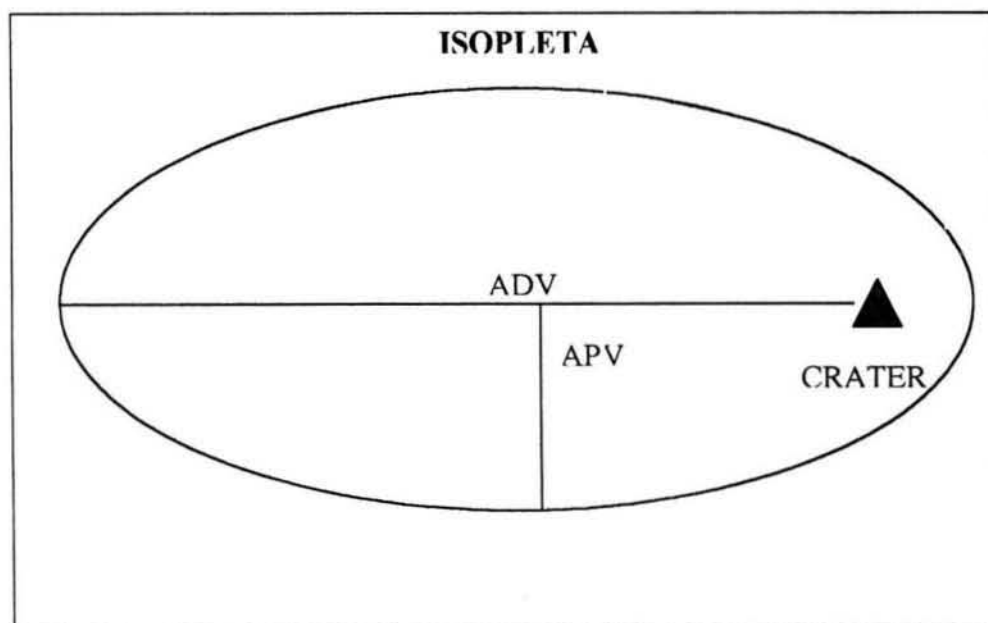


Figura 5.4. Esquema que ilustra como se obtiene el valor correspondiente al alcance en dirección del viento (ADV) y el alcance perpendicular a la dirección del viento (APV), en los mapas de isopletas.

5.3. Tasa Eruptiva

Las tasas de descarga de masa y de volumen se calcularon por el método propuesto por Sparks (1986, Fig. 5.6). En dicho modelo se asume una relación entre el gasto y la altura de columna de $H=2.6Q^{1/4}$, el cual integra la altura total de la columna (H_t) y la temperatura de erupción del magma (800 °C, dado que la composición del magma es dacítico). Los datos anteriores se calcularon para todos los horizontes de caída obteniendo los siguientes resultados:

Horizontes de Caída	Alturas de Columna (Km)	Emisión de Masa (Kg/s)	Emisión de Volumen (m ³ /s)
P0A	29	9.5×10^7	5.5×10^4
P1CA	19	2.8×10^7	8.3×10^3
P1CB	32	0.8×10^8	6.8×10^4
P1CC	21	3.8×10^7	9.8×10^3
P2CA	31	0.4×10^8	6.4×10^4
P2CB	23	5.8×10^7	2.0×10^4

5.4. Duración estimada de las Erupciones.

Conociendo el total de la tasa de emisión y el total de la masa o material erupcionado, es posible calcular la duración teórica (T_e , Wilson, 1976) de cualquier erupción con la siguiente fórmula:

$$T_e = \frac{m_T}{m}$$

Donde:

m_T : Material o masa total arrojada (densidad de 2500 kg/m³ y volumen RDE en m³)

m : Tasa de descarga.

La duración de una erupción se calcula basándose en un rango donde se usa m para obtener un valor mínimo y $m = \frac{1}{2} m$ para obtener un valor máximo.

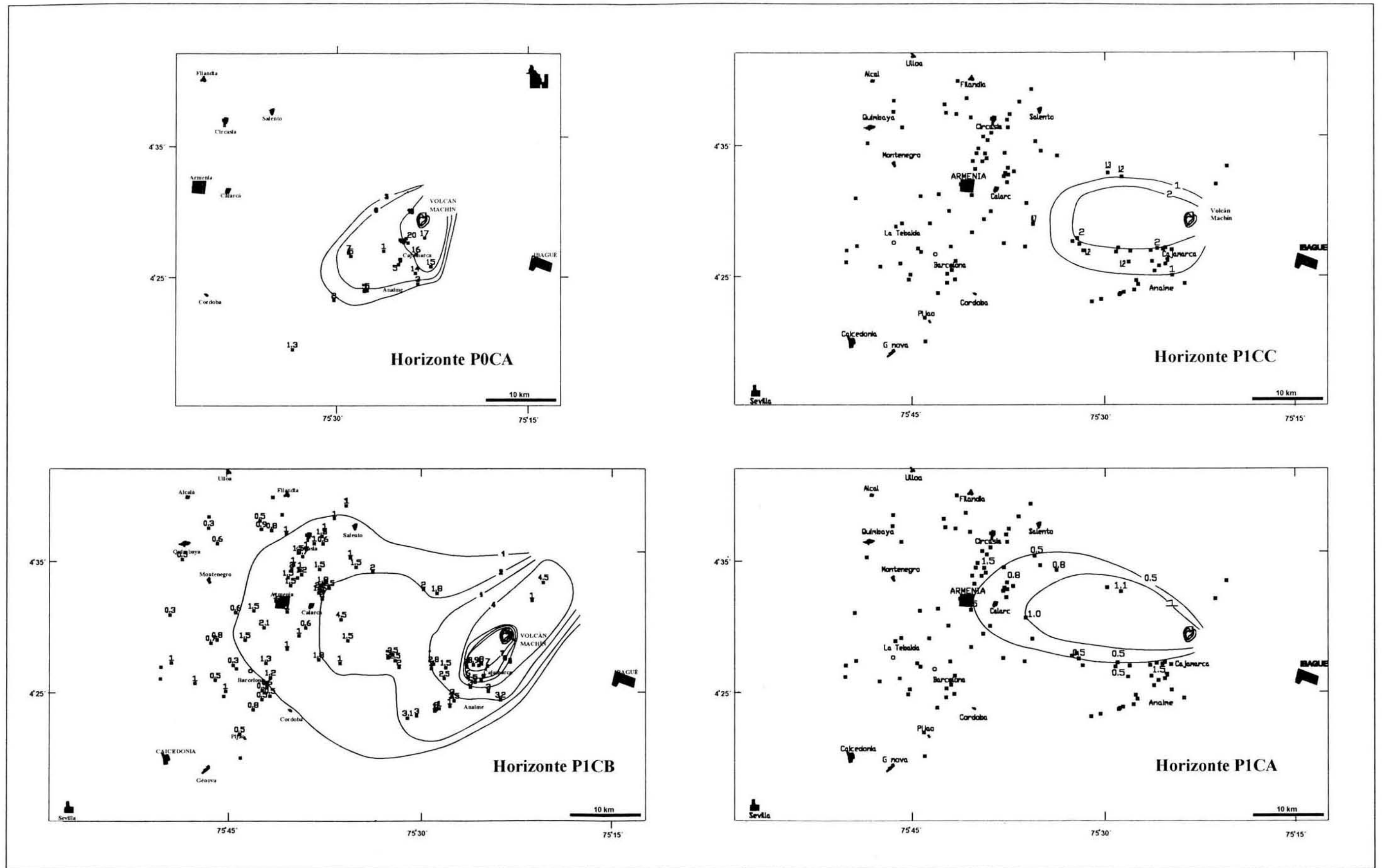


Figura 5.5a. Mapas de isópletas, de líticos (en cm), de diferentes horizontes de caída. La distribución preferencial es hacia el W.

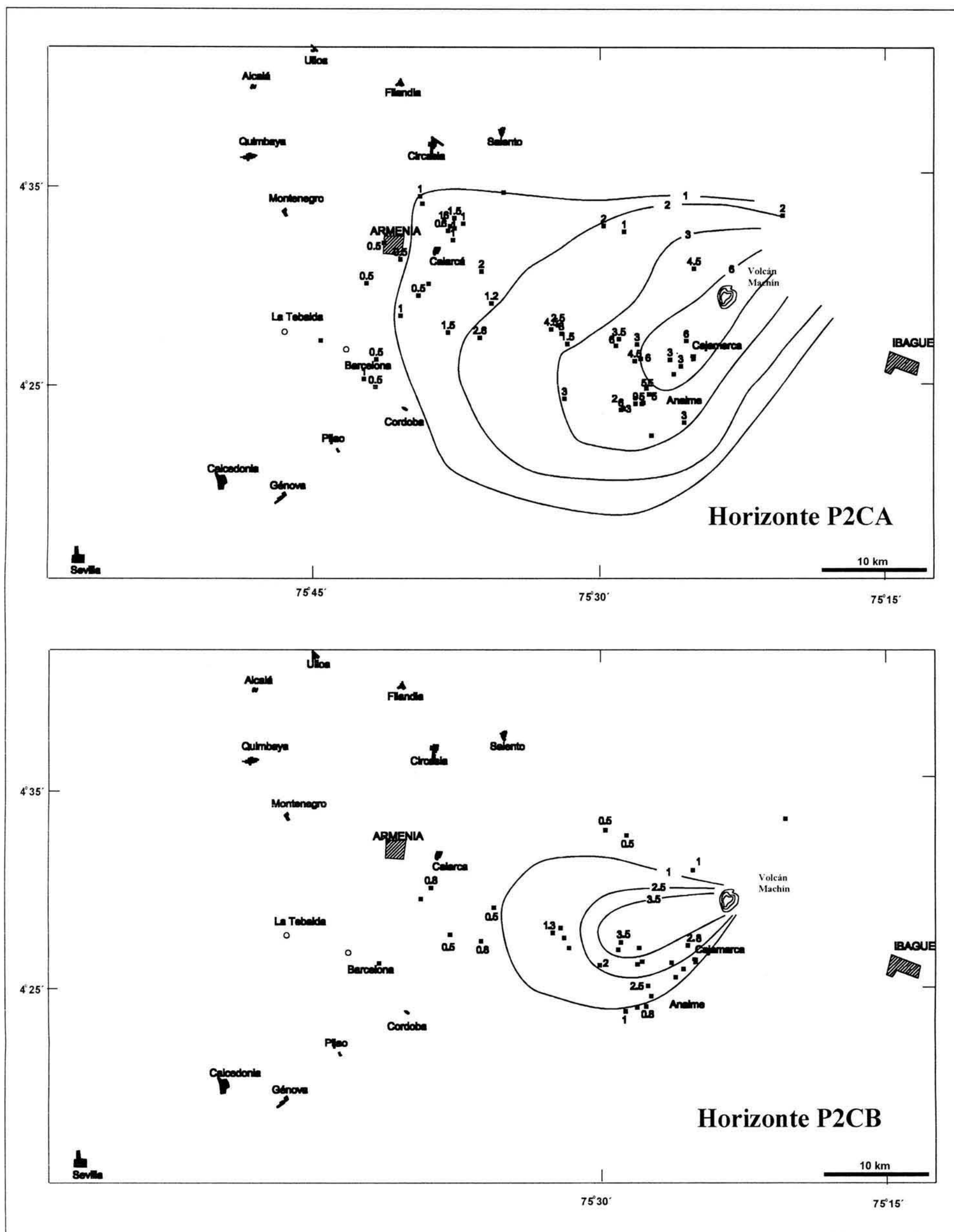


Figura 5.5b. Mapas de isópletas, de líticos (en cm), de diferentes horizontes de caída. La distribución preferencial es hacia el W.

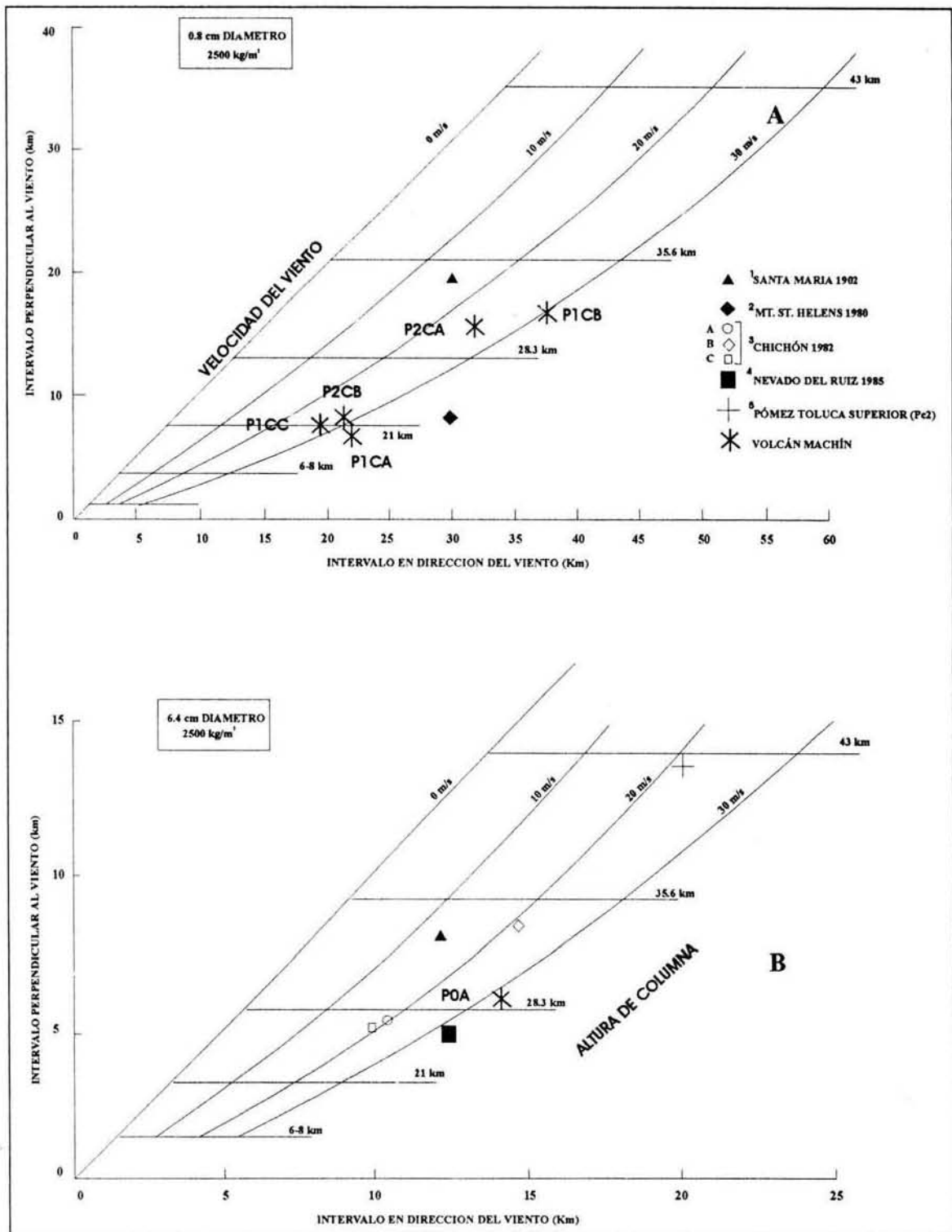


Figura 5.5c. Gráfica modificada de Carey y Sparks (1986) para la estimación de la altura de columna eruptiva y velocidad del viento, APV vs ADV. Para clastos con 6.4 (A) y 0.8 cm (B) de diámetro y densidad de 2500 kg/m³. Los datos son comparados con resultados de otras erupciones. Referencias: ¹William y Self (1983); ²Waite y Dzurisin (1981); ³Carey y Sigurdsson (1968a); ⁴Mendez y Valencia (1995); ⁵Arce (2003).

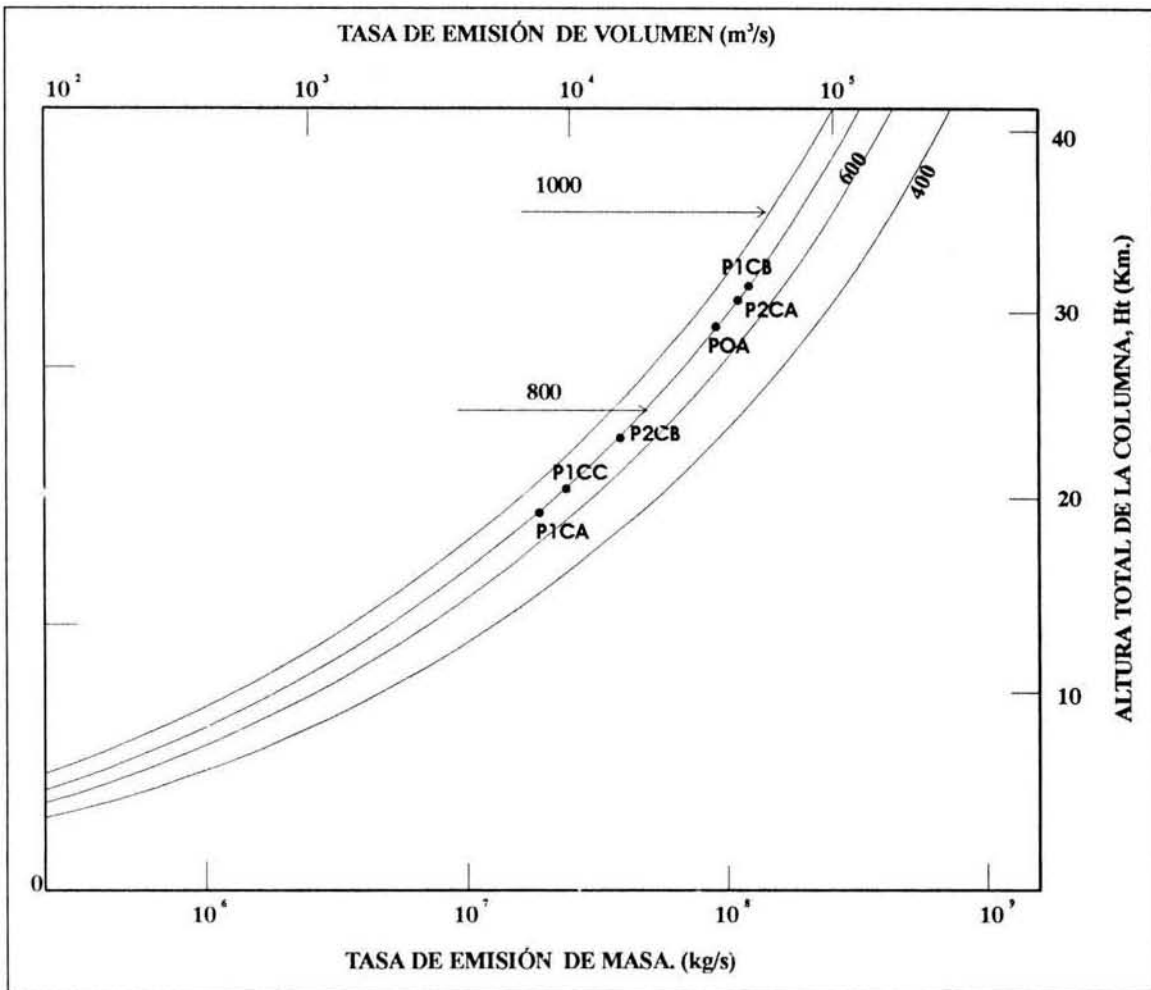


Figura 5.6. Gráfica de Tasa de emisión de masa y de volumen vs. Altura total de flotación. (Modificado de Sparks 1986). Se muestran los distintos depósitos de caída del VCM. Las líneas representan diferentes temperaturas en °C en un ambiente tropical.

Para analizar e interpretar los resultados obtenidos se debe tener en cuenta que los valores calculados son aproximados, esto debido a que la actividad durante cada erupción no es continua e incluye numerosas emisiones separadas o fases interplinianas, al igual que no se considera el tiempo de actividad que influye en la formación de flujos piroclásticos (interpliniana) ya que su cuantificación es demasiado complicada.

Horizontes de Caída	Tiempo mínimo (horas)	Tiempo máximo (horas)
P0A	18	37
P1CA	10	20
P1CB	7	14
P1CC	37	73
P2CA	14	27
P2CB	12	24

5.5. Poder y Energía de las Erupciones.

El poder de una erupción es expresado en función de la tasa de energía térmica liberada o poder (Q). Wilson et al. (1978), integra una serie de formulas las cuales dieron origen a una expresión final de la siguiente forma:

$$Q = \sigma V c (\theta - \theta_A) F$$

Donde:

σ : Densidad del magma (2500 kg/m³)

V: Tasa de emisión de volumen (m³/s)

c: Calor específico del magma

θ : Temperatura del magma (1173 °K, según Cas y Wright, 1987)

θ_A : temperatura ambiente (291 °K, Espinal, 1977)

F: Factor de eficiencia, el cual depende de la fragmentación del material eyectado.(1 para erupciones plinianas. (Wilson et al., 1978).

Al igual que para el tiempo de erupción, el valor de V se multiplicó por 0.5 para obtener un valor mínimo (Wilson et al., 1978). Los resultados obtenidos son los siguientes:

Horizontes de caída	Q mínimo(Watts)	Q máximo (Watts)
P0A	6.7×10^{13}	1.3×10^{14}
P1CA	1.1×10^{13}	2.1×10^{13}
P1CB	8.3×10^{13}	1.7×10^{14}
P1CC	1.2×10^{13}	2.4×10^{13}
P2CA	7.8×10^{13}	1.6×10^{14}
P2CB	2.4×10^{13}	5×10^{13}

Para el cálculo de la energía se utilizó una fórmula desarrollada por Wilson et al. (1978), en la que se combina la energía térmica o poder (Q) y la masa total eruptada, para definir la siguiente expresión:

$$E_{TH} = c(\theta - \theta_A)Fm_T$$

Donde:

c: Calor específico del magma

θ : Temperatura del magma (1173 °K, según Cas y Wright, 1987)

θ_A : temperatura ambiente (291 °K, Espinal, 1977)

F: Factor de eficiencia, el cual depende de la fragmentación del material eyectado. (1 para erupciones plinianas, Wilson et al., 1978).

m_T : Masa o material eruptado

Los resultados obtenidos están en Joules y se observan en la siguiente tabla:

Horizontes de caída	Energía total (joules)
P0A	6.1×10^{18}
P1CA	9.7×10^{17}
P1CB	2×10^{18}
P1CC	5×10^{18}
P2CA	2×10^{18}
P2CB	2.5×10^{18}

Los datos finales son compilados en la tabla 3. De manera gráfica se compara la magnitud de las erupciones del VCM a través del tiempo (Fig. 5.7).

Tabla 3. Resumen de los parámetros físicos de los distintos eventos eruptivos.

Unidad-Edad (años A.P.)	P-1	P0	P1			Guaico (2600)	P2		Anillo (900)
	(5000)	(4600)	(3600)				(1200)		
Horizontes de caída	-----	P0CA	P1CA	P1CB	P1CC	-----	P2CA	P2CB	-----
Área (km ²)	-----	350	1100	1800	1700	-----	1600	1000	-----
Alcance en Dirección del Viento (km)	-----	14.2	22.3	38	19.5		32.4	22	
Alcance Perpendicular a la Dirección del Viento (km)	-----	6.1	4.5	16	8		14	8.6	
Volumen total por caída (km ³)	-----	6.3	1	1.9	4.9	-----	2	2.4	-----
Volumen (RDE, km ³)	-----	2.5	0.4	0.8	2	-----	0.8	1	-----
Volumen total de caídas y flujos piroclásticos. (km ³)	0.11	6.4	9.6			0.3	4.5		0.02
Altura de columna (km)	-----	29	19	32	21	-----	31	23	-----
Tasa de emisión de masa (kg/s)	-----	9.5 x 10 ⁷	2.8 x 10 ⁷	0.8 x 10 ⁸	3.8 x 10 ⁷	-----	0.4 x 10 ⁸	5.8 x 10 ⁷	-----
Masa emitida (kg)	-----	6.2 x 10 ¹²	1 x 10 ¹²	2 x 10 ¹²	5.1 x 10 ¹²	-----	2 x 10 ¹²	2.5 x 10 ¹²	-----
Tasa de emisión de volumen (m ³ /s)	-----	5.5 x 10 ⁴	8.8 x 10 ³	6.8 x 10 ⁴	9.8 x 10 ³	-----	6.4 x 10 ⁴	2.0 x 10 ⁴	-----
Duración (horas)	-----	18	10	7	37	-----	14	12	-----
Poder (Q) (watts)	-----	6.7 x 10 ¹³	1.1. x 10 ¹³	8.3 x 10 ¹³	1.2 x 10 ¹³	-----	7.8 x 10 ¹³	2.4 x 10 ¹³	-----
Energía total (joules)	-----	6.1 x 10 ¹⁸	9.7 x 10 ¹⁷	2 x 10 ¹⁸	5 x 10 ¹⁸	-----	2 x 10 ¹⁸	2.5 x 10 ¹⁸	-----

5.6. Comparación con Otros Volcanes

Los datos de volumen de P1, la erupción de mayor magnitud, fueron comparados con erupciones históricas de volcanes como el Huaynaputina (Perú), Pinatubo (Filipinas), y Nevado de Toluca (México) y sus datos concuerdan con depósitos de características similares, al igual que por su volumen se ubica como uno de los centros eruptivos activos de relevante importancia a nivel mundial. Los datos se presentan en la tabla 4.

Tabla 4. Comparación del VCM con otras erupciones a nivel mundial.

Erupción	Volumen (DRE)	Referencia
Machín (P1)	5 km ³	Este trabajo
Huaynaputina (1600 D.C.)	8.8 km ³	Adams et al. (2001)
Pinatubo (1991)	6 km ³	Koyaguchi , (1993)
Nevado de Toluca (10,500 A.P.)	8 km ³	Arce (2003)

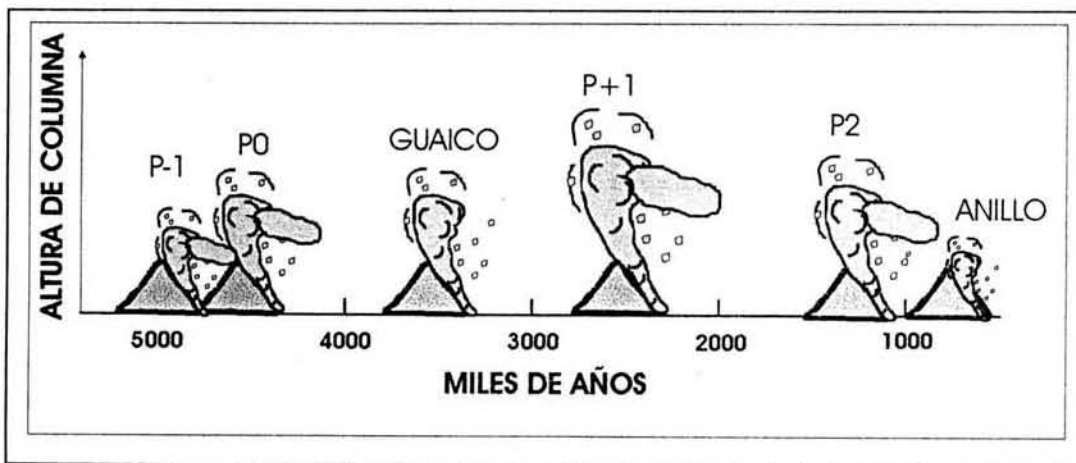


Figura 5.7. Esquema en el que se compara la magnitud de las distintas erupciones plinianas del VCM durante el Holoceno.

6. Petrografía y Geoquímica

El presente estudio geoquímico y petrográfico se realizó en fragmentos de pómez y líticos de 5 erupciones estudiados (últimos 5000 años). Los resultados obtenidos se compararon con los análisis químicos de otros volcanes colombianos, con el fin de definir las particularidades petrogenéticas del VCM en el contexto del Arco magmático andino y su relación con la subducción de la placa de Nazca.

6.1. Métodos Analíticos

Para realizar los diferentes análisis se recolectaron muestras de pómez y líticos juveniles de diferentes niveles estratigráficos. Se elaboraron y analizaron 20 secciones delgadas de pómez y líticos en los laboratorios del Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), para determinar las principales asociaciones minerales. Asimismo, se realizó el análisis modal de algunas de las láminas con un conteo de 800 a 1000 puntos (Tabla 5, Fig. 6.1). Además, se realizaron análisis químicos de elementos mayores, traza y tierras raras de 20 muestras en "Activation Laboratories Ltd.", Ancaster, Canadá, por el método de ICPMS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry).

Tabla 5. Análisis modal de pómez y líticos del volcán Cerro Machín.

Erupción	P0 (lítico)	P0 (510-B)	P0 (7142-A-PC)	P1 (282-B-LG)	Guaico (32-C)	P2 (822-A-PB)	P2 (5092-A-PC)
Plagioclasa (Plg)	38.8	17.1	10.8	30.7	23.2	18.2	14.6
Hornblenda (Hbl)	5.6	7.1	3.9	8.6	11.6	5.2	7.1
Biotita (Bt)	5.2	10	4.6	5.2	6	7.8	5.7
Cuarzo (Qz)	2.7	3.5	1.7	6.9	0.4	2.6	0.9
Clinopiroxenos (Cpx)	0.1	0.5	0.2	0.4	2.2	1.2	0.4
Ortopiroxenos (Opx)	-	-	-	0.2	-	-	-
Oxidos (Ox)	11.2	1.4	2.7	1.7	4.4	0.7	3
Matriz (Mx)	36.4	60.4	76.1	46.3	52.2	64.3	68.3
Total	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%
Vesículas	0.2	21.9	54.9	7.1	3.1	25.2	19.1

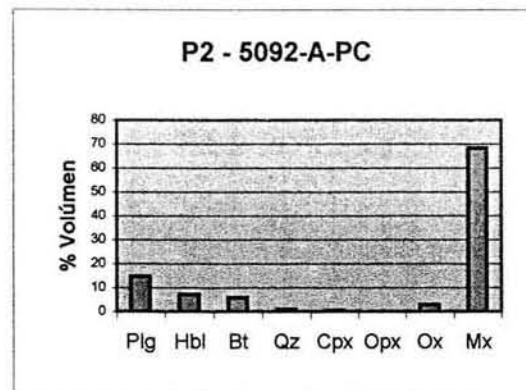
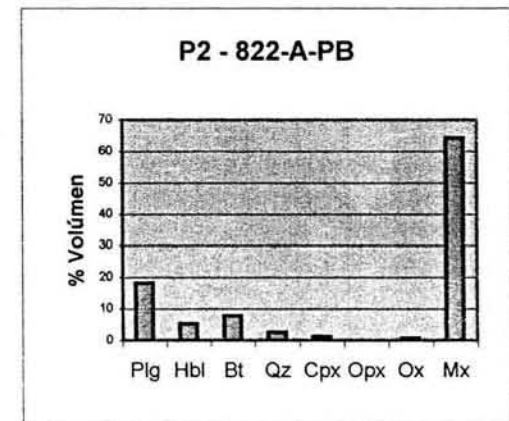
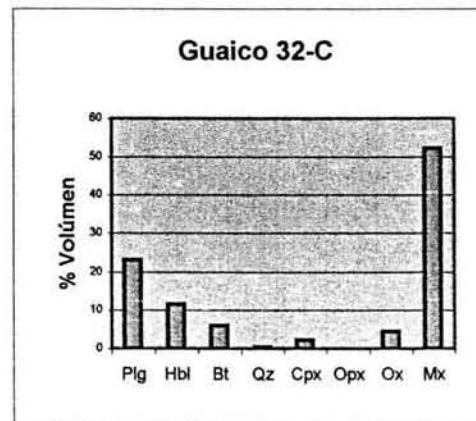
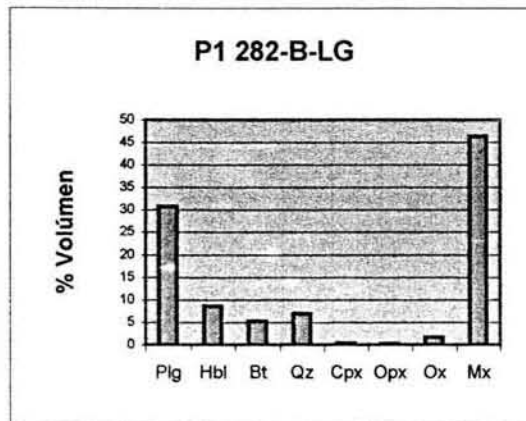
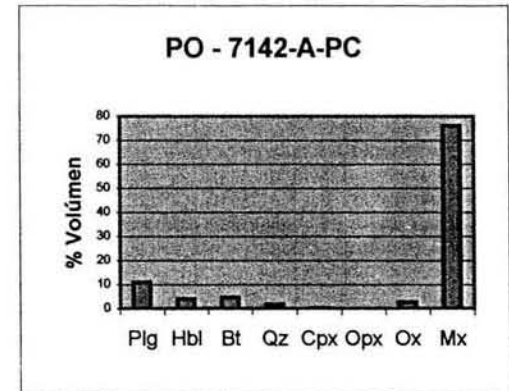
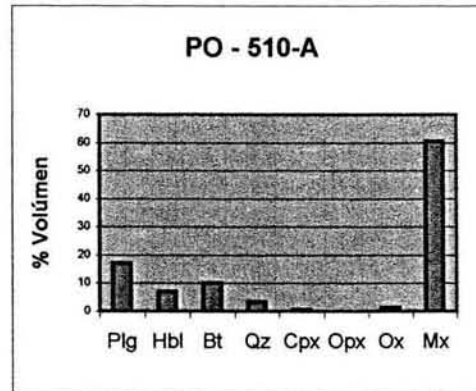
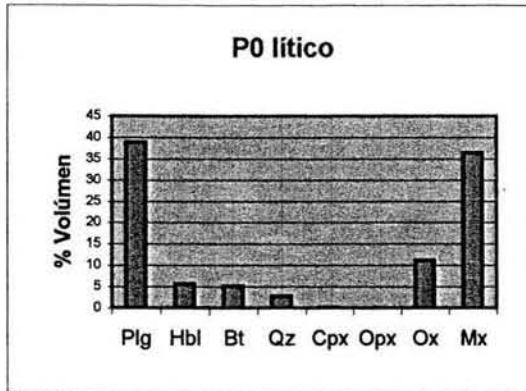


Figura 6.1. Histogramas que muestran los resultados del análisis modal de muestras seleccionadas de los depósitos en estudio.

6.2. Petrografía

Para los análisis petrográficos y modales se realizaron secciones delgadas de fragmentos de pómez y líticos de las distintas erupciones Espartillal (horizontes: EPL-FPA y EPL-SB), P0 (horizontes: P0-FPA, P0-CA, P0-CB y P0-CB), P1 (horizontes: P1-CB y P1FPB), Guaico (horizontes: GFBCA y GFBCB) y P2 (horizonte P2CA), los cuales corresponden a los mismos fragmentos utilizados para el análisis químico. En todos los depósitos se observan pómez bandeadas. Los fragmentos analizados no muestran una importante variación en su contenido mineralógico, pero sí en sus texturas y tamaño de cristales. El tamaño de los cristales varía grandemente y se distinguen microlitos en la matriz (< 0.03 mm), fenocristales (0.3-0.5 mm), microfenocristales (0.03-0.3 mm) y megacristales (> 5 mm). La asociación mineralógica observada bajo el microscopio (común para los fragmentos de pómez y líticos) consiste de: plagioclasa > biotita > hornblenda > cuarzo > óxidos de hierro > clinopiroxenos y ortopiroxenos. Los cristales se encuentran envueltos en una matriz (33.4 – 55.2 % Vol. para pómez y de 35.7 a 50.5 % Vol. para líticos) constituida por microlitos y vidrio.

6.2.1. Unidad Espartillal

Para esta unidad se analizaron fragmentos correspondientes a los depósitos EPL-FPA y EPL-SB, compuestos en su mayoría por fragmentos de pómez y líticos, subredondeados a redondeados, con cristales de cuarzo, plagioclasa y biotita, principalmente. De manera accesoria se pueden apreciar cristales de ferromagnesianos y vidrio. Las pómez son de color blanco y gris, algunas bandeadas, con cristales de cuarzo, plagioclasa, biotita y anfíbol. Los fragmentos líticos son de color gris claro a oscuro, algunos rojizos, con textura porfirítica. Esporádicamente se aprecian fragmentos de esquistos verdes. Bajo el microscopio se observa una textura hipocristalina en la pómez y líticos. En ocasiones algunos fragmentos de pómez muestran textura de flujo con la orientación de algunos cristales y microlitos. La plagioclasa presentan formas subhedrales y euhedrales (4 – 13.1 % Vol. en pómez y en líticos de 26 % Vol.). Algunos cristales están fracturados (varían entre 0.7 y 1.5 mm los más abundantes y entre 3.2 y > 5 mm los más escasos). Las muestras de pómez y líticos presentan maclas de carlsbad y albita con zonamientos normales, inversos y oscilatorios, con bordes de reacción, las inclusiones sólidas observadas son de apatito (acicular y tabular), óxidos de hierro, biotita y hornblenda. La biotita (2 – 5.8 % Vol. en pómez y de 4.5 a 3.8 % Vol. en líticos) se encuentra en

cristales euhedrales y subhedrales (varía entre 0.3 y 0.9 mm los más abundantes y entre 1.25 y 2.6 mm los menos abundantes) y presentan una textura característica moteada en cristales tabulares alargados y fibrosos. Los cristales de hornblenda son en su mayoría subhedrales y euhedrales (0.5 – 1.25 mm) con bordes de reacción y con inclusiones. Algunos cristales presentan zonamiento (1.2 – 5.1 % Vol. en pómez y de 1.7 a 9.2 % Vol. en líticos). El cuarzo se encuentra en cristales subhedrales (entre 0.3 y 1 mm los más comunes y 1.2 mm los más escasos), fuertemente reabsorbido con bahías características en la mayoría de cristales y con inclusiones ocasionales de óxidos (0.7 – 2.7 % Vol. en pómez y de 2.6 a 6.8 % Vol. en líticos). Los óxidos de hierro y titanio en su mayoría son subhedrales (0.25 mm), (1.1 – 1.4 % Vol. en pómez y de 1.1 a 10 % Vol. en líticos). Los clinopiroxenos son muy escasos en todas las muestras observadas, en ocasiones se encuentran en agregados cristalinos y cristales libres al igual que los ortopiroxenos. (clinopiroxenos (0.4 – 0.5 % Vol. en pómez y de 0.2 a 0.4 % Vol. en líticos) > ortopiroxenos (0.2 % Vol. en pómez y 0.1 % Vol. en líticos)

6.2.2. Unidad PO (4700 años A.P.)

Los depósitos formados durante esta erupción, están compuestos por fragmentos de pómez, líticos y cristales. A nivel macroscópico los fragmentos de pómez son porfiríticos finos y medios de color gris y algunos de color blanco y café claro, con fenocristales de plagioclasa, hornblenda y biotita. Líticos vítreos de color gris oscuro y rojizo, presentan una estructura en forma de corteza de pan. Además se encuentran presentes fragmentos de esquisto verde. Bajo el microscopio se observa una textura hipocristalina en la pómez y líticos. En ocasiones algunos fragmentos de pómez muestran textura de flujo con la orientación de algunos cristales y microlitos. La asociación mineralógica consiste de: Plagioclasa (4 – 13 % Vol. en pómez y en líticos del 38 % Vol.) > biotita (2 – 7.8 % Vol. en pómez y 5.1 % Vol. en líticos) > hornblenda (1.7 – 5.5 % Vol. en pómez y en líticos) > cuarzo (0.7 – 2.7 % Vol. en pómez y 2.6 % Vol. en líticos) > óxidos de hierro y titanio (1.1 % Vol. en pómez y 11 % Vol. en líticos) > clinopiroxenos (0.4 – 0.7 % Vol. en pómez y 0.1 % Vol. en líticos). Los cristales se encuentran envueltos en una matriz (33.4 – 47.2 % Vol. para pómez y 35.7 % Vol. para líticos) constituida por microlitos y vidrio. La plagioclasa presenta formas subhedrales y euhedrales. Algunos cristales están fracturados (varían entre 0.7 y 1.07 mm los más abundantes y hasta 3.2 mm los más escasos). Las muestras de pómez y líticos presentan maclas de albita y carslsbad con zonamientos normales, inversos y oscilatorios, con bordes de reacción, inclusiones fluidas y sólidas. Las inclusiones

sólidas observadas son de apatito (acicular y tabular), óxidos de hierro, biotita y hornblenda. Los cristales de hornblenda son en su mayoría subhedrales y euhedrales (0.5 – 0.8 mm) con bordes de reacción y con algunas inclusiones sólidas. Algunos cristales presentan zonamiento. Las biotitas se encuentran en cristales euhedrales y subhedrales (0.8 – 0.9 mm los más abundantes y 1.25 mm los menos abundantes) y presentan una textura característica moteada (Fig. 6.2a) en cristales tabulares alargados y fibrosos. El cuarzo se encuentra en cristales subhedrales (0.6 – 0.8 mm los más comunes y 1.2 mm los más escasos), fuertemente reabsorbido con bahías características en la mayoría de cristales y con inclusiones ocasionales de óxidos (Fig. 6.2b). Los óxidos de hierro y titanio son cristales opacos y subhedrales (0.25 mm). Los clinopiroxenos son muy escasos en todas las muestras observadas. En ocasiones se encuentran en agregados cristalinos y cristales libres (Fig. 6.2c).

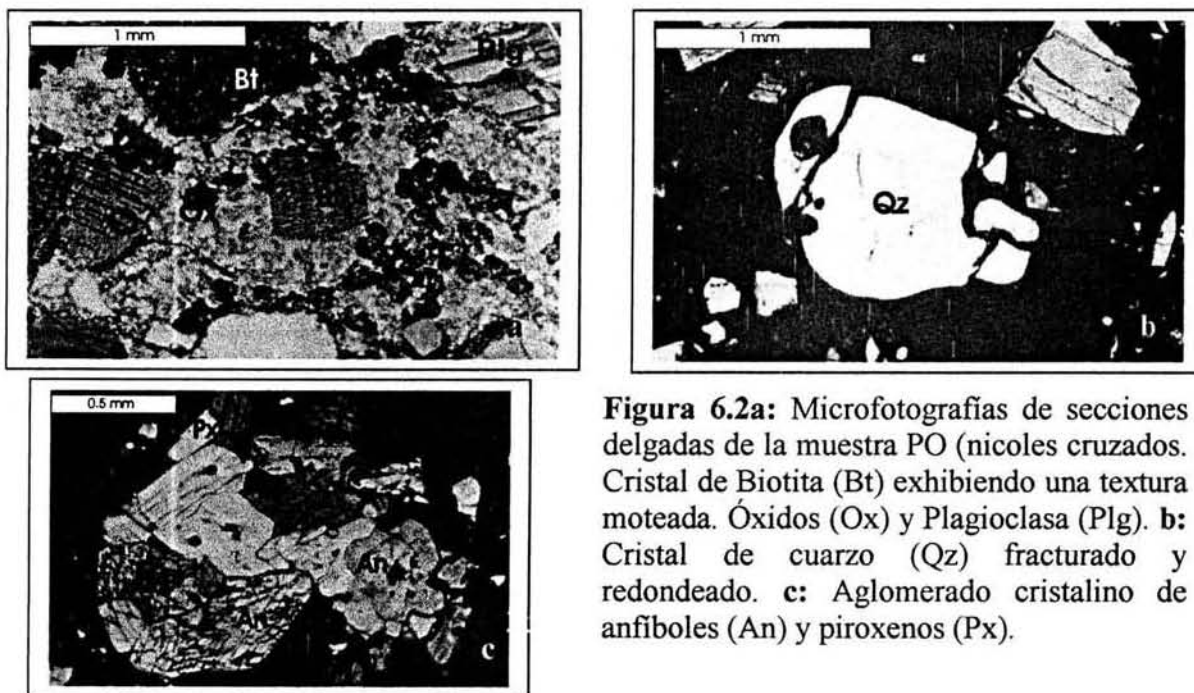


Figura 6.2a: Microfotografías de secciones delgadas de la muestra PO (nicoles cruzados). Cristal de Biotita (Bt) exhibiendo una textura moteada. Óxidos (Ox) y Plagioclasa (Plg). **b:** Cristal de cuarzo (Qz) fracturado y redondeado. **c:** Aglomerado cristalino de anfíboles (An) y piroxenos (Px).

A nivel macroscópico los fragmentos de pómez son de color blanco, gris claro y beige. Esporádicamente se encuentran fragmentos de pómez de color rosado. Presentan texturas sacaroidales, masivas, fibrosas y poco porosas. Los líticos corresponden en su mayoría a fragmentos metamórficos de esquisto verde. Además hay líticos vítreos de color gris oscuro y rojizo. Bajo el microscopio se observó un fragmento lítico con textura hipocrystalina con escasos microcristales y fenocristales que incluyen la siguiente asociación mineralógica: plagioclasa (28.3 % Vol.) > hornblenda (8.5 % Vol.) >

biotita (4.5 % Vol.) > cuarzo (6.8 % Vol.) > óxidos (1.1 % Vol.) > clinopiroxenos (0.2 % Vol.) > ortopiroxenos (0.1 % Vol.), inmersos en una matriz criptocrystalina y vítrea (43.7 % Vol). Los cristales de plagioclasa, en su mayoría subhedrales (2.5 a 2.3 mm los más abundantes y megafenocristales > 5 mm los menos abundantes) presentan en todas las muestras maclas, zonamientos oscilatorios normales e inversos, bordes de reacción, así como inclusiones fluidas y sólidas. Entre las inclusiones sólidas se observan apatito (tabular), óxidos de hierro, biotita y hornblenda. Los cristales de hornblenda (1.25 mm) son en su mayoría subhedrales y anhedrales con bordes de reacción que ocasionalmente presentan zonamiento. Las biotitas (2.6 mm) son subhedrales y presentan una textura moteada con formas tabulares, alargadas y fibrosas, así como bordes corroídos. El cuarzo (0.52 a 1 mm) es subhedral, fuertemente reabsorbido, con típicas bahías en la mayoría de los cristales (Fig. 6.2d) y con inclusiones ocasionales de óxidos. Los agregados de piroxenos son poco comunes (Fig. 6.2e).

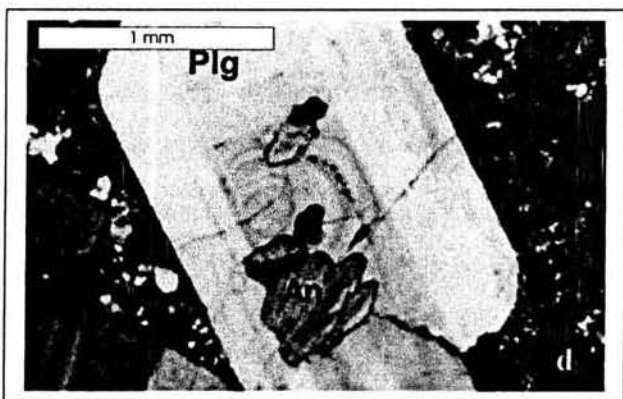


Figura 6.2d: Cristal de plagioclasa (Plg) con inclusiones de hornblenda (Anl) y bordes redondeados.
6.2e: Agregado cristalino de piroxenos.

6.2.4. Unidad Guaico (2500 años A.P.)

A nivel macroscópico los fragmentos de pómez son de color blanco, beige y rosado. Algunas pómez son bandeadas de color blanco y beige. Los líticos son de color gris y rojizo (tonalidades rosadas) con textura porfírica y muy vítreos. En algunos de ellos es posible observar alteraciones hidrotermales. Los fragmentos metamórficos son muy escasos. Bajo el microscopio se observó un fragmento lítico hipocrystalino con textura de flujo que mostraba orientación de cristales y microlitos. Este lítico presenta una asociación mineralógica de plagioclasa (22.4 % Vol.) > hornblenda (11.2 % Vol.) > biotita (5.8 % Vol.) > cuarzo (4.2 % Vol.) > óxidos (2.1 % Vol.) > clinopiroxenos (0.4 % Vol.),

en una matriz de microlitos de las mismas fases mineralógicas y vidrio (50.5 % Vol.). Los cristales de plagioclasa presentan formas subhedrales y euhedrales con maclas, zonamientos normales e inversos, oscilatorios, así como bahías y bordes corroídos (Fig. 6.2f). Además contienen inclusiones de apatito (acicular y tabular) (Fig. 6.2g) y óxidos de hierro. Los cristales de hornblenda son en su mayoría subhedrales y euhedrales con maclas, bordes de reacción y algunas inclusiones sólidas. Algunos cristales presentan zonamiento y forman aglomerados cristalinos. Las biotitas son en su mayoría subhedrales, fibrosas alargadas (Fig. 6.2h) con una característica textura moteada. El cuarzo es subhedral y se encuentra fuertemente reabsorbido con bahías y con inclusiones ocasionales de óxidos. Los clinopiroxenos son muy escasos en todas las muestras observadas para el VCM y sólo se encuentran en agregados cristalinos subhedrales.

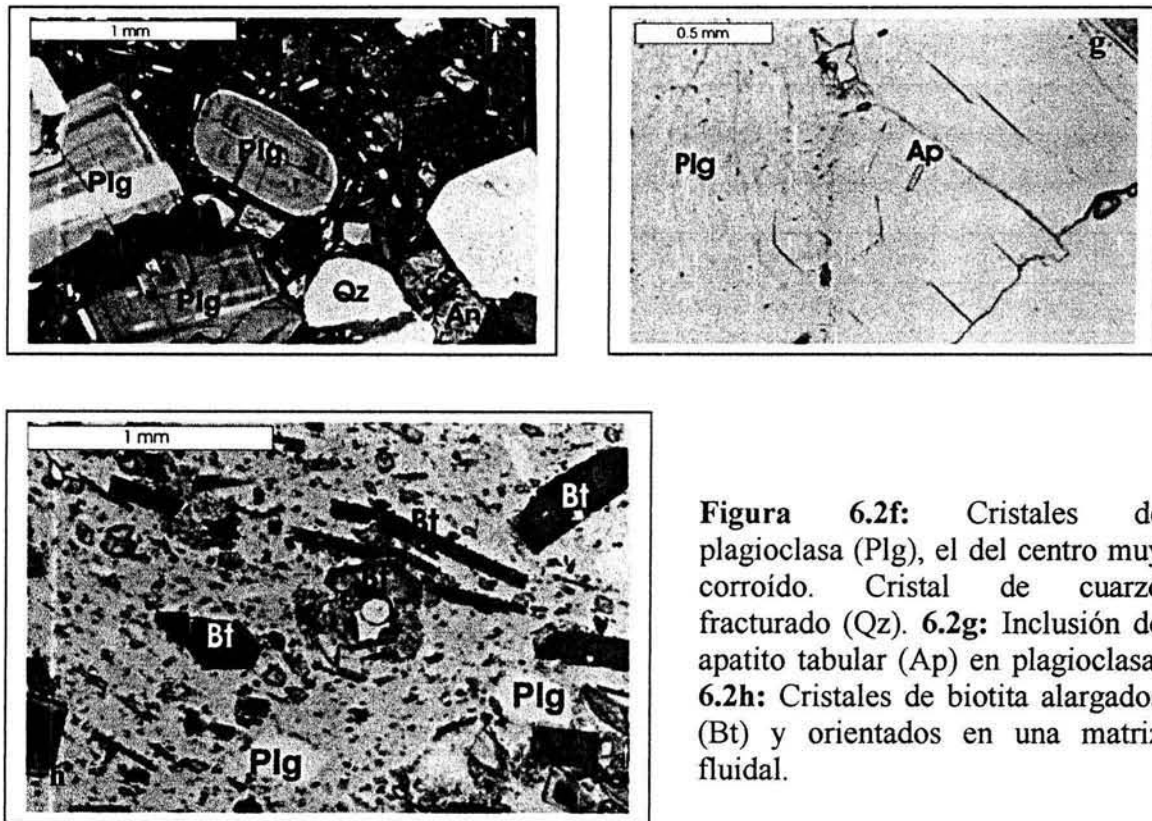


Figura 6.2f: Cristales de plagioclasa (Plg), el del centro muy corroído. Cristal de cuarzo fracturado (Qz). **6.2g:** Inclusión de apatito tabular (Ap) en plagioclasa. **6.2h:** Cristales de biotita alargados (Bt) y orientados en una matriz fluidal.

6.2.5. Unidad P2 (1200 años A.P.)

Macroscópicamente los fragmentos de pómez son muy frágiles, de color blanco y beige y ocasionalmente bandeados. Los fragmentos líticos corresponden principalmente a esquistos verdes y

fragmentos vítreos grises oscuros. Bajo el microscopio se observaron sólo fragmentos de pómez los cuales presentan textura hipocristalina, con microcristales y fenocristales que forman una asociación mineralógica que incluye plagioclasa (11.7 – 13.1 % Vol.) > hornblenda (5.1 – 5.7 % Vol.) > biotita (4.6 – 5.6 % Vol.) > cuarzo (0.7 – 2.0 % Vol.) > óxidos (0.5 – 2.4 % Vol.) > clinopiroxenos (0.3 – 0.5 % Vol.) > ortopiroxenos (0.2 % Vol.), inmersos en una matriz vítrea (49.8 – 55.2 % Vol.). Los cristales de plagioclasa son subhedrales y euhedrales (0.6 - 0.8 mm los más abundantes y 1.32 mm en menor proporción) y frecuentemente fracturados. En ocasiones forman aglomerados cristalinos poco comunes donde las plagioclasas presentan maclas, zonamiento oscilatorio y bordes de reacción con inclusiones sólidas de apatito (tabular) y óxidos de hierro. Los cristales de hornblendas son en su mayoría subhedrales y euhedrales (0.6 - 0.7 mm y menos abundantes 1.2 mm) con bordes de reacción y algunas inclusiones sólidas. Algunos cristales presentan zonamiento y gran parte están fracturados. Las biotitas se encuentran en cristales euhedrales y subhedrales (0.3 a 0.5 mm) con textura moteada y formas tabulares y alargadas que frecuentemente presentan bordes corroídos. El cuarzo es subhedral (0.3 mm) fuertemente reabsorbido con bahías características en la mayoría de los cristales y con inclusiones de óxidos de hierro. Los óxidos de hierro ocurren como inclusiones en cristales individuales, así como de manera aislada en la matriz (Fig. 6.2.i).

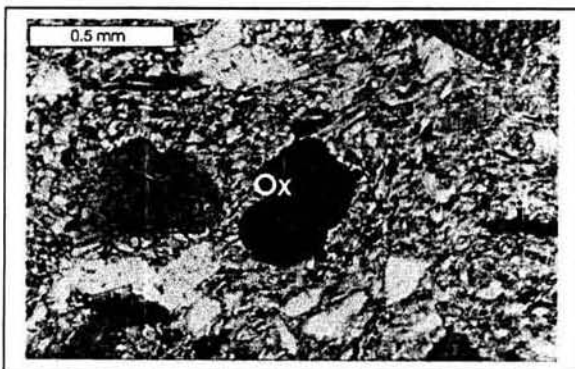


Figura 6.2i: Detalle de los óxidos de hierro (Ox) en una matriz vítrea.

6.3. Análisis químicos de roca total

Cepeda et al. (1995), analizaron anteriormente 6 fragmentos de pómez del VCM para conocer los contenidos en elementos mayores y algunos traça (Rb y Sr), en INGEOMINAS (Servicio Geológico Colombiano) por el método de fluorescencia de rayos X, a excepción del Na que fue determinado por espectroscopia de absorción atómica (Tabla 6). En éste trabajo se realizaron análisis químicos de roca

total a 20 muestras del VCM, donde se determinaron elementos mayores, elementos traza y tierras raras. Los análisis fueron realizados en Activation Laboratories LTD, en Ancaster, Canadá, por el método de ICP (Inductively coupled plasma) para elementos mayores y algunos traza e INAA (Instrumental neutron activation analysis) para el resto de elementos traza (Tabla 7).

6.3.1. Clasificación química

Las rocas analizadas tienen un contenido de SiO_2 que varía de 64 a 67 % en peso y de álcalis que varía de 5.5 a 7 % en peso (condiciones anhidras). En el diagrama de clasificación de SiO_2 vs. $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ de Le Bas *et al.* (1986) caen en el campo de las rocas dacíticas (Fig. 6.3). Los análisis reportados por Cepeda *et al.* (1995) también fueron graficados y concuerdan con esa clasificación. En el diagrama de Gill (1981) K_2O vs. SiO_2 , las rocas presentan un contenido medio de K_2O , lo cual es normal para un ambiente de subducción como los Andes. (Fig. 6.4B)

Tabla 6. Análisis químicos de fragmentos de pómez reportados por Cepeda *et al.* (1995) los cuales provienen de unidades no diferenciadas. Los valores de elementos mayores están en % en peso y los traza en ppm. *Hierro total

SiO_2	63.70	64.10	64.50	64.80	65.10	65.10
Al_2O_3	16.10	15.90	15.70	15.60	15.90	15.90
Fe_2O_3^*	3.82	3.34	3.28	3.13	3.68	3.55
MgO	2.66	1.90	2.40	1.90	2.10	2
MnO	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.08
CaO	4.20	4.00	3.98	3.96	4.31	4.31
Na_2O	4.34	4.25	4.39	4.49	4.35	4.38
K_2O	2.04	2.25	2.23	2.25	2.13	2.17
P_2O_5	0.21	0.21	0.20	0.20	0.20	0.20
TiO_2	0.54	0.55	0.52	0.53	0.54	0.60
Total	97.68	96.57	97.27	96.93	98.38	98.29
Rb	45	70	55	75	65	55
Sr	740	770	770	680	680	780

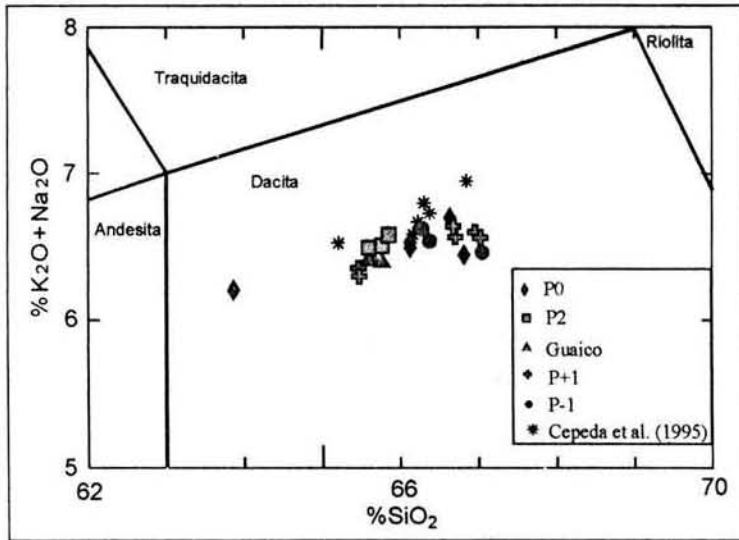


Figura 6.3. Diagrama de clasificación química de las rocas del VCM, SiO₂ vs K₂O + Na₂O (modificado de Le Bas et al., 1986). Se grafican también los análisis químicos de fragmentos de pómez de unidades indiferenciadas, reportados por Cepeda et al. (1995).

6.3.2. Elementos mayores

Los elementos mayores son los más abundantes en la tierra respecto a los elementos traza. El porcentaje en peso de los elementos mayores obtenidos en las muestras analizadas se reportan en la tabla 2. La concentración en % en peso de los elementos mayores en una serie de rocas analizadas sirve en la geoquímica para realizar la: clasificación química de la roca, construcción de diagramas de variación, para determinar ambientes tectónicos e interpretar sus distintas tendencias y para la comparación de éstos con composiciones determinadas experimentalmente, en las cuales sus condiciones de formación son conocidas (Rollinson, 1993). Con el fin de reconocer las características principales de los productos del VCM se realizaron diagramas binarios o de Harker de elementos mayores. Los diagramas muestran que el Al₂O₃, MgO, TiO₂, CaO, Fe₂O₃ (total) y P₂O₅ decrecen con el incremento en sílice, mientras que el Na₂O y el K₂O incrementan en dirección de las rocas más evolucionadas (Fig. 6.4). Las tendencias que se observan en los diagramas pueden relacionarse a procesos de mezcla de magmas o de cristalización fraccionada o una combinación de ambos (AFC), (Rollinson, 1993). Combinando los diagramas de variación con los minerales observados se pueden explicar las tendencias de elementos. Las tendencias mostradas por CaO, K₂O, Al₂O₃ y MgO se interpretan con el fraccionamiento de la plagioclasa y los minerales ferromagnesianos, el decremento del Fe₂O₃ (total) con el aumento en sílice y la tendencia negativa del Ti₂O explican el fraccionamiento de la magnetita (Wilson, 1989).

Tabla 7. Resultados de los análisis químicos de roca total de las rocas del VCM.																						
Muestra	520-C	521-F	508-A	36-E	508-B	32-A	32-C	510-B	7142-A-PC	7142-A-PG	192-A-PG	202-A-PBP	202-A-PBD	7142-A-PB	282-B-LG	282-B-PB	282-A-PB	282-B-PG	5092-A-PC	822-A-PB	Limites de Detección	Método Analítico
%Peso	P+1 (Pómez amarilla)	P2 (Pómez Blanca)	P0 (Pómez blanca)	Gu (Pómez Blanca)	P+1 (Pómez blanca)	Gu (Lítico gris)	Gu (Lítico gris)	P0 (Pómez Gris)	P0 (Pómez café)	P0 (Pómez gris)	P-1 (Pómez gris)	P-1 (Pómez Blanca porosa)	P-1 (Pómez Blanca densa)	P0 (Pómez blanca)	P+1 (Lítico gris)	P+1 (Pómez blanca)	P+1 (Pómez blanca)	P+1 (Pómez gris)	P2 (Pómez Café)	P2 (Pómez blanca)		
SiO2	63.55	63.59	64.14	64.58	65.1	65.14	65.2	65.37	61.73	64.34	64.63	65.53	64.31	65.06	64.95	65.62	64.93	64.97	64.21	64.10	0.01%	ICP
TiO2	0.56	0.556	0.54	0.576	0.513	0.578	0.563	0.519	0.723	0.594	0.551	0.530	0.548	0.555	0.634	0.535	0.512	0.520	0.563	0.539	0.01%	ICP
Al2O3	16.74	16.35	15.97	15.98	16.19	15.98	15.97	16.22	15.51	15.94	16.03	15.85	15.87	15.89	15.90	15.92	15.69	15.97	16.21	16.44	0.01%	ICP
Fe2O3*	3.59	3.37	3.37	3.74	3.28	3.68	3.89	3.32	5.22	3.75	3.61	3.39	3.59	3.51	4.03	3.40	3.35	3.38	4.03	3.62	0.01%	ICP
MnO	0.063	0.063	0.063	0.068	0.06	0.07	0.06	0.059	0.079	0.063	0.063	0.061	0.064	0.062	0.071	0.062	0.060	0.060	0.066	0.063	0.01%	ICP
MgO	2.07	2.15	2.21	2.37	1.88	2.69	2.62	1.88	2.55	1.91	1.89	1.89	1.92	1.78	2.64	1.87	1.83	1.87	2.11	1.92	0.01%	ICP
CaO	4.12	4.1	4.18	4.38	3.95	4.51	4.51	3.96	4.66	4.14	4.08	3.98	4.05	4.04	4.52	3.95	3.95	4.01	4.14	4.03	0.01%	ICP
Na2O	4.31	4.32	4.32	4.37	4.42	4.5	4.47	4.5	3.96	4.14	4.36	4.30	4.34	4.20	4.31	4.28	4.24	4.29	4.24	4.25	0.01%	ICP
K2O	1.86	1.97	1.99	1.91	1.99	1.85	1.9	2.07	2.04	2.22	2.10	2.02	2.00	2.08	1.94	2.19	2.12	2.18	2.12	2.16	0.01%	ICP
P2O5	0.21	0.22	0.21	0.22	0.2	0.19	0.21	0.19	0.18	0.19	0.19	0.18	0.19	0.19	0.20	0.17	0.18	0.18	0.19	0.21	0.01%	ICP
LOI	3.34	3.37	2.82	2.27	2.71	0.41	0.77	2.28	1.87	1.91	1.72	1.92	1.77	1.82	0.97	1.56	1.76	1.47	2.40	2.38		
TOTAL	100.42	100.05	99.81	100.47	100.3	99.6	100.16	100.36	98.52	99.20	99.23	99.65	98.65	99.19	100.17	99.56	98.62	98.91	100.28	99.71		
Elementos traza en ppm																						
Ba	1394	1426	1404	1427	1440	1391	1358	1460	1366	1444	1450	1458	1451	1411	1460	1463	1425	1457	1529	1523	1 ppm	ICP
Sr	727	721	699	710	713	687	696	721	676	725	735	715	751	713	705	711	711	722	738	731	1 ppm	ICP
Y	14	15	14	13	13	14	13	15	13	12	13	12	11	13	10	12	10	10	11	11	1 ppm	ICP
Zr	151	140	134	134	146	142	139	141	135	138	135	124	136	144	130	125	134	133	131	132	1 ppm	ICP
V	75	72	73	79	64	82	81	67	97	68	68	67	69	64	81	59	65	55	69	65	1 ppm	ICP
Zn	73	76	71	73	79	74	73	76	90	83	78	81	80	79	75	79	71	69	85	79	1 ppm	ICP
Ni	8	14	10	9	9	21	24	11	30	14	10	13	11	10	15	12	14	12	16	12	1 ppm	ICP
Co	37.5	41.5	35	31.2	38	24.4	22.3	33.1	14.1	7.1	7.2	6.6	7.1	7.2	9.4	7.4	7.5	7.6	8.4	7	0.1 ppm	INAA
Cr	42.9	47.8	48.8	46.2	37.5	74	76	37.6	71.7	42.3	47.9	45.1	45.5	38.1	98.9	47.1	46.7	45.7	63	50.1	0.5 ppm	INAA
Cs	2.4	2.4	2.5	2.5	2.7	2.2	1.3	2.6	2	2.4	2.2	2.4	2.3	2.7	2.2	2.2	2.4	2.4	2.4	2.2	0.2 ppm	INAA
Hf	4.8	4.5	4.2	3.9	4.7	4	3.7	4.3	3.6	3.8	3.6	3.4	3.3	4.1	3.3	3.3	3.3	4	3.7	3.8	0.2 ppm	INAA
Rb	60	57	63	58	63	65	53	45	58	73	53	64	58	62	56	59	61	61	55	51	10 ppm	INAA
Sc	8.4	8.1	8.4	9.2	7.3	9.5	9.3	7.3	11.6	8.53	8.63	8.24	8.73	8.34	10.3	8.23	8.28	8.59	9	8.32	0.01 ppm	INAA
Th	7.5	6.2	6.7	6.4	6.4	6.9	6.6	6.2	5.4	6.4	7.2	5.9	7.8	6.8	5.9	6.1	5.7	6.2	6.1	9	0.1 ppm	INAA
U	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3.2	2.6	2.7	3.7	3.1	2.8	3	2.8	2.9	3	3.2	0.1 ppm	INAA
W	235	248	199	165	248	137	121	203	2	-1	2	2	-1	-1	-1	-1	2	-1	-1	-1	1 ppm	INAA
La	25	21	24	22	23	26	26	22	23.4	24.7	29	23.2	29.8	29.1	22.1	23.3	20.3	24.3	23.1	31.5	0.1 ppm	INAA
Ce	47	36	43	41	43	46	45	41	44	44	51	41	52	52	40	42	40	46	47	61	1 ppm	INAA
Nd	22	18	19	19	18	21	19	18	19	20	21	19	22	24	18	19	17	19	22	23	1 ppm	INAA
Sm	4.33	4.07	4.05	4.2	3.9	4.27	4.1	3.83	4.38	4.46	4.57	4.03	4.56	4.8	4.22	3.99	3.94	4.17	4.45	4.74	0.01 ppm	INAA
Eu	1.1	1	1	1.1	1	1	1	1	1.23	1.21	1.27	1.11	1.27	1.23	1.12	1.08	1.1	1.2	1.2	1.24	0.005 ppm	INAA
Tb	0.5	0.5	0.5	0.4	0.4	0.4	0.4	0.6	0.6	0.6	0.7	0.6	0.7	0.7	0.6	0.6	0.5	0.6	0.6	0.4	0.1 ppm	INAA
Yb	1.27	1.22	1.22	1.31	1.18	1.27	1.14	1.17	1.27	1.1	1.18	0.97	1.13	1.17	1.09	1.07	0.98	1.07	1.05	1.11	0.05 ppm	INAA
Lu	0.18	0.17	0.18	0.19	0.16	0.18	0.16	0.17	0.2	0.16	0.17	0.15	0.17	0.17	0.16	0.16	0.15	0.17	0.16	0.16	0.01 ppm	INAA
Fe2O3* : Total.																						

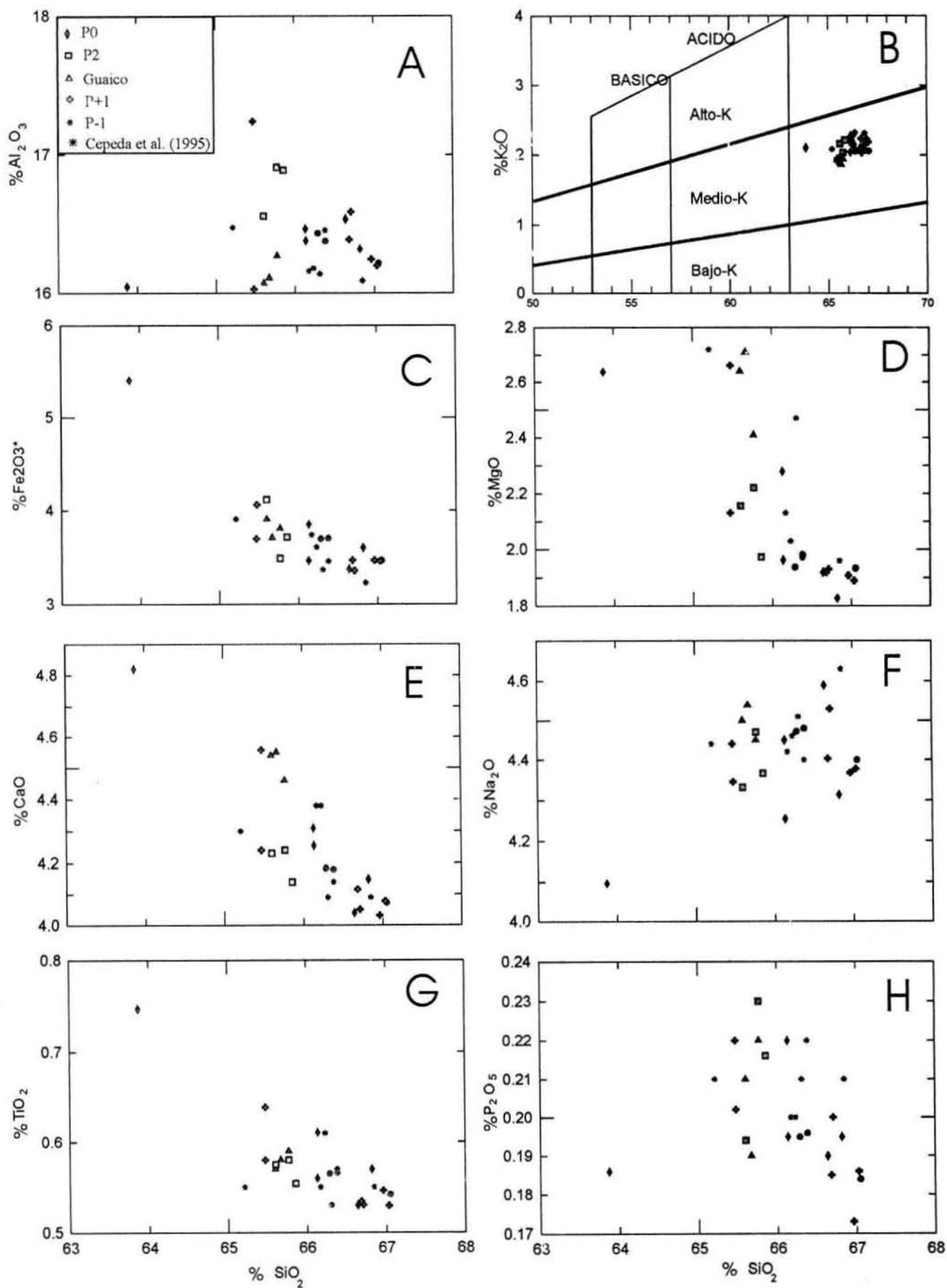


Figura 6.4. Diagramas de Harker para elementos mayores de las rocas del VCM. El diagrama de K_2O vs SiO_2 es modificado de Gill, 1981.

Sólo existe una muestra que se sale de los patrones de composición del VCM, ésta muestra contiene un 63.9 % de sílice (~2% en variación con respecto a las otra rocas analizadas y LOI > 3), lo que hace que sea un poco más básica que las demás y hace los valores de elementos mayores para Fe₂O₃ (total), TiO₂ y CaO sean altos y para los otros elementos se encuentra entre los valores promedio de las demás rocas a excepción del contenido en Na₂O que es el valor más bajo, las tendencias observadas se encuentran en un intervalo de SiO₂ entre 64 y 67 % en peso.

6.3.3. Elementos traza

Un elemento traza se define como aquel elemento que está presente en la composición de una roca en concentraciones menores al 0.1 % en peso (menor que 1000 ppm). En la tabla periódica estos elementos se agrupan en tres partes: Los lantánidos o tierras raras (REE = rare earth elements), los del grupo del platino (PGE = platinum group elements), también conocidos como metales nobles y por último el grupo de los metales de transición, los cuales incluyen los elementos mayores Fe y Mn (Rollinson, 1993). Durante la evolución del magma, los elementos traza pueden ser considerados en términos de su concentración en la fase cristalina y la fase líquida, lo cual depende del llamado coeficiente de partición. Los elementos con valores $D < 1$ son llamados incompatibles y están preferencialmente concentrados en la fase líquida durante la fusión y/o cristalización. Estos elementos son incompatibles con respecto a minerales comunes en el manto (olivino, piroxeno, espinela y granate) y son llamados elementos litófilos de ion grande (LILE = Large Ion Light Element). Según Treuil y Varet (1973) estos elementos son llamados también higromagmatófilos e incluyen a K, Rb, Cs, Sr, Ba, Th, U, Pb, La y Ce, (Schilling, 1973). Los elementos con valores $D > 1$ son llamados compatibles porque son preferencialmente retenidos en el sólido durante la fusión parcial y extraídos en la cristalización del sólido durante la cristalización fraccionada (Wilson, 1989). También se conocen con el nombre de elementos con alta fuerza de potencial iónico alto o menos móviles (HFSE = High Field Strength Elements) e incluyen elementos como Sc, Y, Th, U, Pb, Zr, Hf, Nb, Ta, Ti, y dos tierras raras que son La y Lu (Rollinson, 1993). Los diagramas de Harker donde se grafican elementos traza con respecto al contenido en sílice (Fig. 6.5) muestran que el contenido en Sr, Sm, Th y Ni es bajo con respecto al aumento en sílice (de manera general, Fig. 6.5 A, D, E, F), al contrario del Ba y Rb, los cuales aumentan con el incremento en sílice. Las tendencias observadas, al igual que en los elementos mayores, reflejan también procesos de cristalización fraccionada.

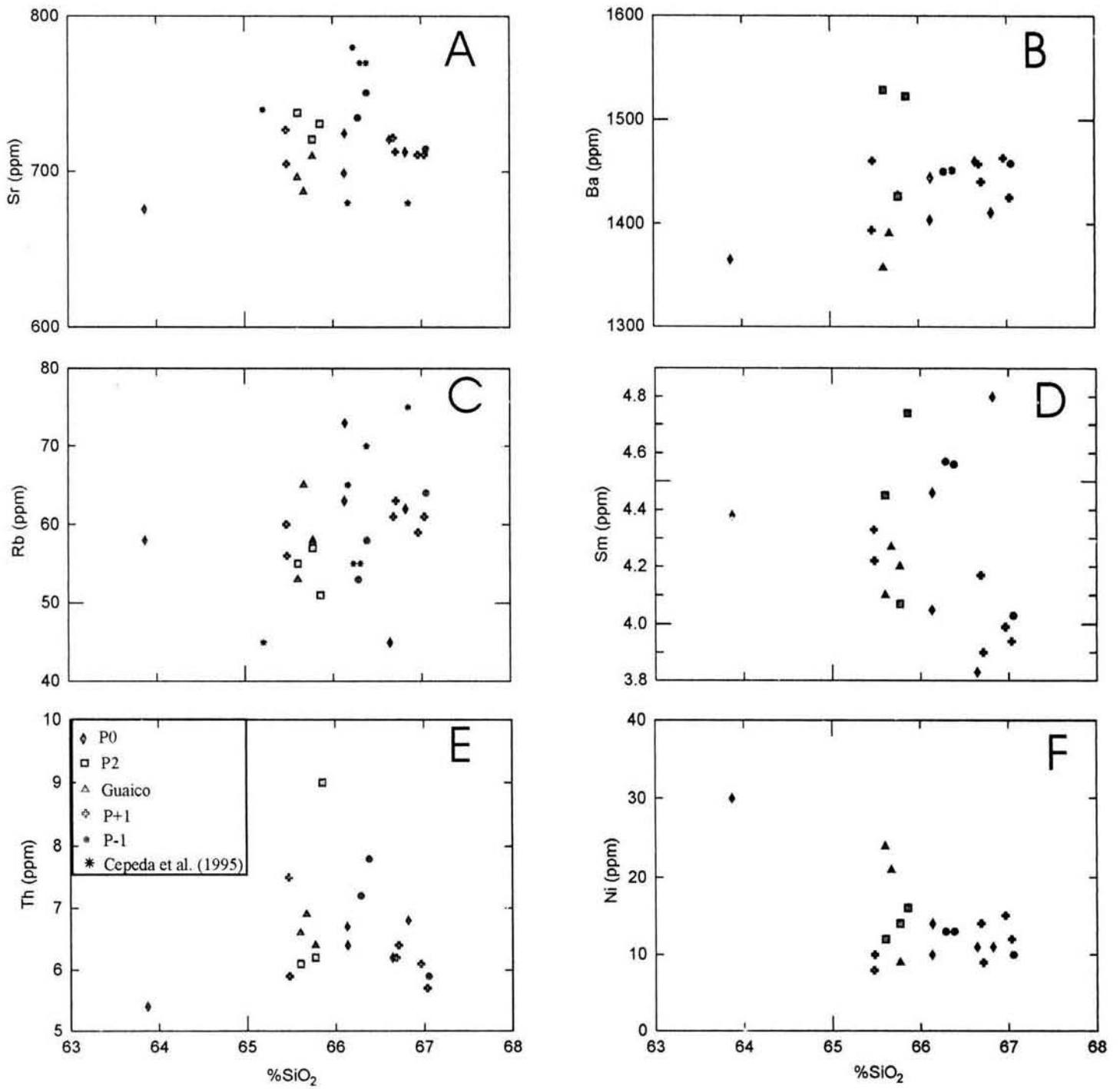


Figura 6.5. Diagramas de Harker para elementos traza de las rocas del VCM. Las muestras analizadas por Cepeda et al. (1995) también fueron incluidas.

6.3.4. Diagramas multielementos

Para graficar las tierras raras y elementos traza se utilizaron sólo dos diagramas multielementos (de araña). El primero con el fin de comparar la composición de las rocas con el manto primordial (composición del manto antes de la formación de la corteza continental) (Fig. 6.6.a) y el segundo para observar el comportamiento de las tierras raras normalizadas con los valores de las condritas (Fig. 6.6.b). El patrón que se observa en la gráfica normalizada con el manto primordial es típico de ambientes orogénicos y muestra anomalías positivas de Ba, K y Sr (LILE- elementos móviles, Fig. 6.6a) y negativas de Ti e Y. Este patrón es característico de magmas relacionados a zonas de subducción con fluidos enriquecidos en K, Ba y Sr (Wilson, 1989). Adicionalmente, la anomalía negativa de Ti puede ser atribuida a la cristalización de magnetita e ilmenita, acrecentada por anfíboles ± biotita en algunos casos (Pearce y Norry, 1979), mientras que la leve anomalía positiva de Y puede ser debida a la presencia de apatito, hornblenda o clinopiroxeno, los cuales retienen éste mineral en el fundido, al contrario de la plagioclasa. Las rocas dacíticas, como se presentan en el VCM, tienden a ser pobres en P sugiriendo el fraccionamiento del apatito en pocas cantidades (Vatin-Pérignon *et al.*, 1990). La relación de Th/U (calculada para todas las muestras analizadas) da un promedio de 2.2 lo cual es típico de la serie de rocas calcoalcalinas sin contaminación (Condomines *et al.*, 1988). El diagrama de las tierras raras normalizadas a los valores de las condritas (6.6 b), muestran que el contenido de las tierras raras ligeras está enriquecido con respecto a las pesadas, al igual que se presenta en ambientes de margen continental activo (Wilson, 1989). El diagrama no presenta anomalías importantes lo cual es común en las rocas calcoalcalinas. El Eu no presenta anomalía, lo cual se debe a la cristalización de la plagioclasa (positiva), clinopiroxenos y hornblenda (negativa) y a la proporción de estos minerales (Rollinson, 1993). El leve enriquecimiento en las tierras raras intermedias (por ejemplo Tb) con respecto de las tierras raras ligeras y pesadas está controlado principalmente por la hornblenda, dados sus coeficientes de partición, estos coeficientes indican que una moderada cantidad de hornblenda (20-30%) podría dominar los coeficientes de partición para estos elementos e influenciar la forma de los patrones de las tierras raras, el mismo efecto puede ser observado en los clinopiroxenos aunque sus coeficientes de partición no sean muy altos (Rollinson, 1993).

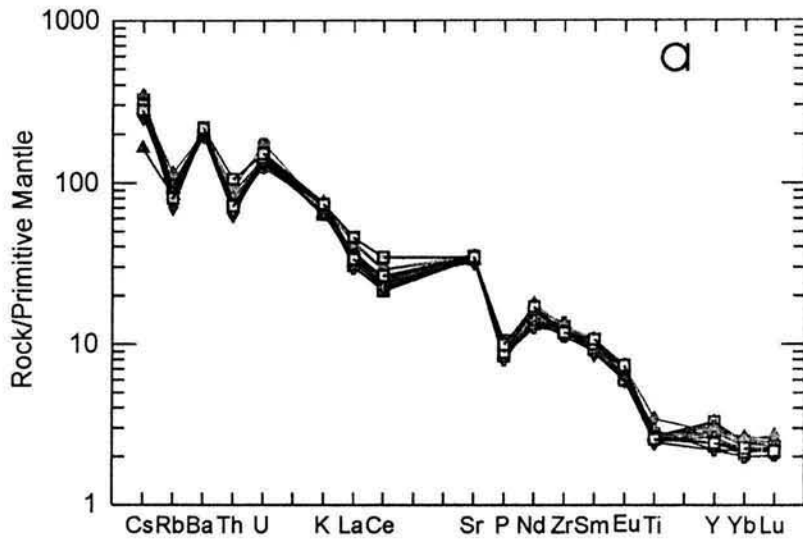


Figura 6.6. a) Diagrama multielementos (Sun y Mac Donough, 1989) normalizado contra valores del manto primitivo.

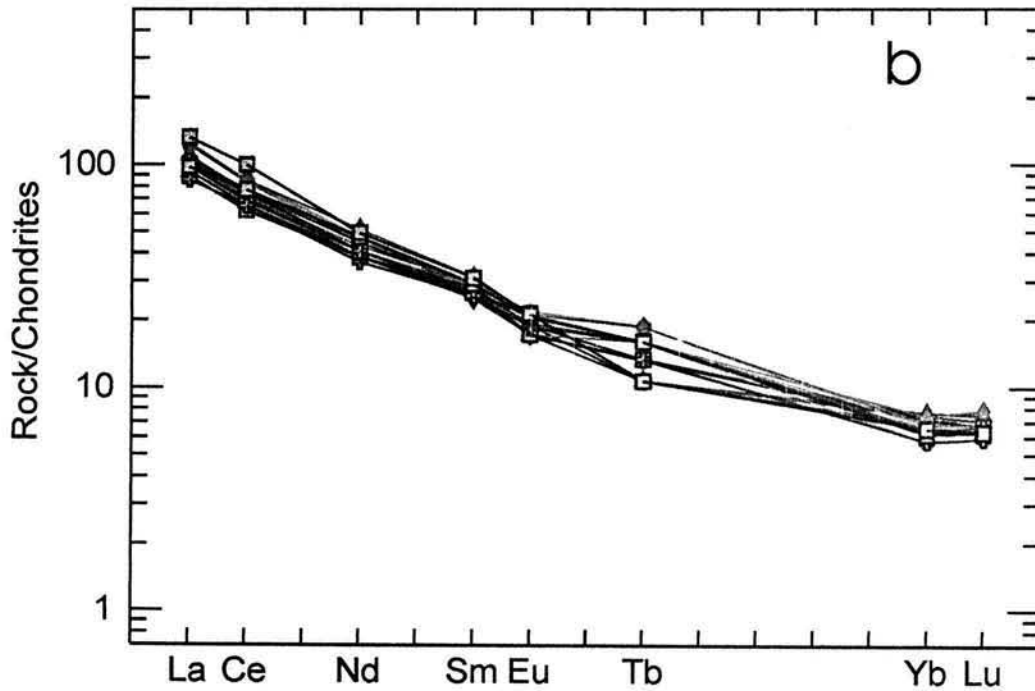


Figura 6.6. b) Diagrama multielementos (Sun and Mac Donough, 1989) normalizado con valores de las condritas.

6.4. Variación temporal.

Los intervalos de variación de los elementos mayores y traza a través de los últimos 5000 años son muy pequeños (<3%), en el ciclo eruptivo de 1200 años A.P. se puede notar que las rocas eruptadas disminuyeron su contenido en Fe_2O_3 y aumentaron notablemente su contenido en Ba y Sr, mientras el SiO_2 parecer estar estable en todas las etapas eruptivas y no muestra una marcada evolución. En la erupción fechada en 2500 años A.P. ocurre lo contrario, es decir, el contenido en Fe_2O_3 aumenta mientras que los otros elementos disminuyen, en la etapa eruptiva de 3600 años A.P. se repite el mismo comportamiento mostrado por los elementos de la erupción de 1200 años. Aunque realmente no existe una variación en el contenido de sílice (3%), las tendencias mostradas por los otros elementos a través del tiempo se pueden explicar con la presencia variable (% modal) de ciertos minerales como es el caso de la plagioclasa y minerales ferromagnesianos en la cual la abundancia de éste hace que diagramas como el del Sr, y Fe_2O_3 respectivamente, varíen levemente en las distintas etapas eruptivas (Fig. 6.7.).

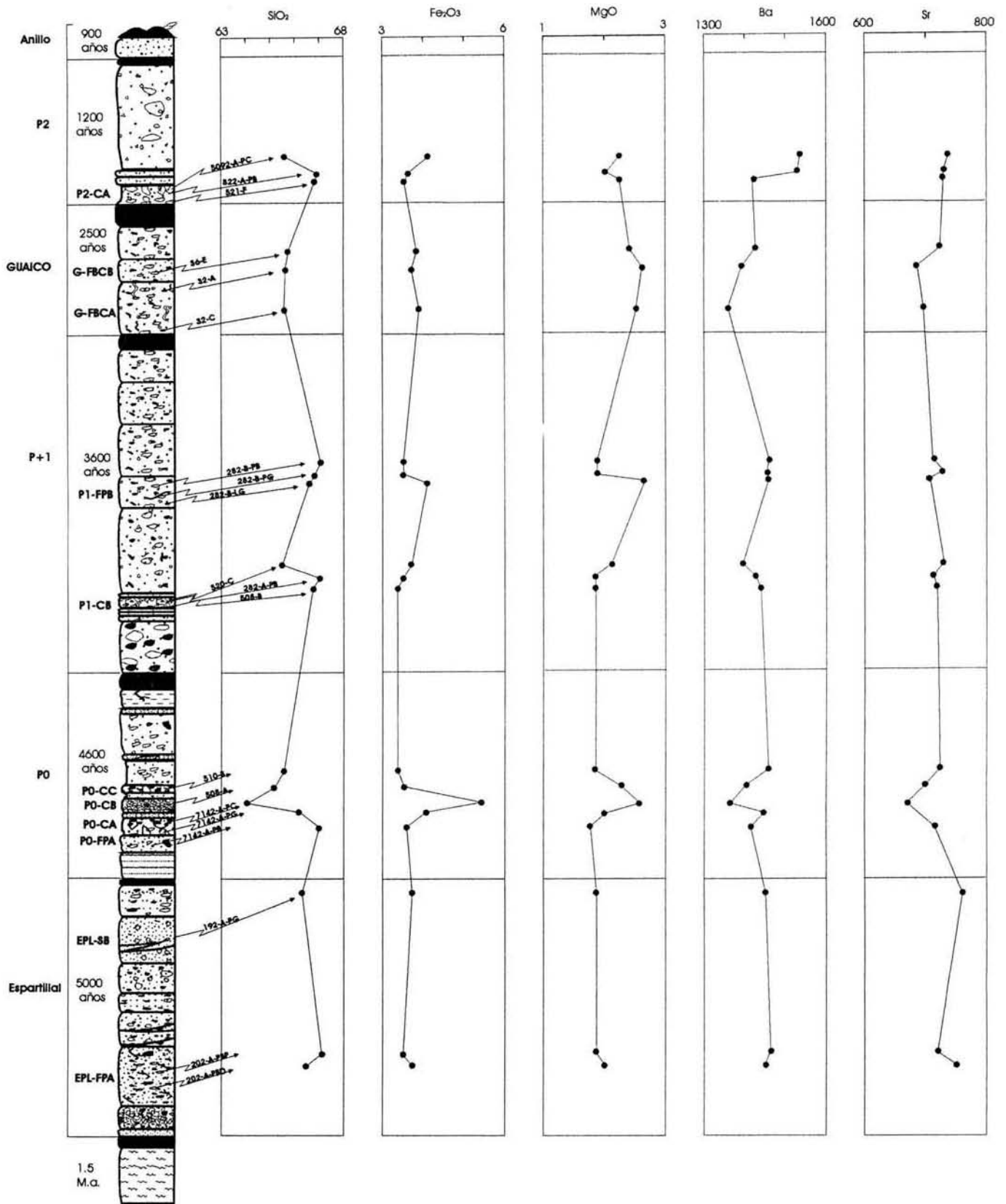


Figura 6.7. Variación temporal para los elementos mayores y traza en las rocas del VCM. La columna compuesta incluye los datos estratigráficos recolectados en distintas localidades alrededor del volcán.

6.5. Geoquímica en los volcanes colombianos

6.5.1. Antecedentes

Existen pocos trabajos enfocados a la geoquímica de los volcanes colombianos. Entre ellos los más importantes son:

Cepeda et al., (1987) en su trabajo denominado características químicas y petrográficas de los volcanes Azufral, Cumbal, Chiles y Cerro Negro. Analizaron diferentes rocas de estos volcanes con el fin de encontrar alguna afinidad o firma química que pudiera diferenciar los volcanes del sur de Colombia. Estos autores Reportan principalmente elementos mayores y traza (Sr, Li, Ba).

Acevedo y Cepeda (1982), realizaron un estudio en el volcán Sotará al sur de Colombia con el fin de caracterizar química y petrográficamente a este volcán. Las determinaciones de los elementos fueron hechas en los laboratorios de INGEOMINAS por los siguientes métodos: 1) Gravimetría: para humedad, pérdidas, Si y Al; 2) Volumetría: para Fe total, Fe ferroso y P; 3) Colorimetría: para Ti; 4) Complexometría: para Ca y Mg y 5) Absorción atómica: para Na, K y Mn. Concluyen que las lavas del volcán Sotará no muestran una marcada diferenciación magmática dentro de la serie calco-alcalina, con una ligera tendencia toleítica y sugieren como mecanismo principal de diferenciación magmática la cristalización fraccionada, corroborado con la presencia de aglomerados cristalinos de diferentes minerales en las muestras analizadas.

Droux y Delaloye (1996), realizaron un estudio comparativo que incluye análisis petrográficos y geoquímicos de los volcanes cuaternarios Puracé, Doña Juana, Cumbal, Chiles, Azufral y Galeras. Realizaron análisis petrográficos y químicos en andesitas básicas, dacitas, vidrio volcánico y cristales de plagioclasa y piroxenos. Con los resultados obtenidos concluyen que los volcanes están localizados sobre 2 diferentes basamentos (ofiolitas del cretácico y rocas metamórficas de edad paleozoica), por lo que concluyeron que existen fuentes contaminantes diferentes que imprimen una firma característica en la composición de las lavas analizadas. En cuanto a los elementos mayores y tierras raras estudiadas, los autores distinguen dos tipos de lavas localizadas al NE y SO de la zona sur en estudio, que coinciden con los diferentes tipos de basamentos, las lavas tipo NE presentan altos contenidos en TiO₂, enriquecimiento en elementos del grupo del K y LREE y una alta relación Ce/Yb; las lavas tipo SO

presentan bajo contenido en TiO_2 , empobrecimiento en el grupo del K y LREE y baja relación Ce/Yb; igualmente concluyen que a nivel intracamara ocurrieron procesos de cristalización fraccionada sobrepuestos a varias etapas de mezcla, contaminación y asimilación del material de la corteza, fenómenos que han ocurrido en la génesis de cada volcán estudiado.

James y Murcia (1984), refiriéndose al trabajo de Droux y Delaloye (1996), concluyen que un proceso de AFC (Asimilación y cristalización fraccionada) fue involucrado en la petrogénesis de los volcanes Galeras y Nevado del Ruiz, con cantidades variables de contaminación de corteza concernientes a la placa oceánica y el manto, los cuales son constantes en el Suroeste de Colombia. La mayor diferencia geoquímica exhibida por dichos volcanes estaría relacionada principalmente a la naturaleza de su respectivo basamento.

Marriner *et al.* (1984), realizaron divisiones espaciales, temporales y químicas del volcanismo presente en los Andes Colombianos, del Cretácico al Eoceno y del Mioceno al Reciente. En la última división concluye que el volcanismo que corresponde al cinturón de edad Mioceno tardío (activo actualmente), con volcanes localizados a lo largo del eje de la Cordillera Central, han eruptado lavas andesíticas - basálticas a dacíticas y depósitos piroclásticos con afinidades minerales típicas a esta composición. También reconocen la presencia de volcanismo alcalino representado por una serie de lavas que varían de alkalibasálticas a ultrabásicas al igual que depósitos piroclásticos, todos de edad Plio-Pleistoceno, y su ocurrencia se manifiesta al E de la cordillera central (Kroonenberg *et al.*, 1982).

Vatin-Pérignon *et al.* (1990), al norte del área reportada por Droux y Delaloye (1996), concluyen de manera general que el Nevado del Ruiz está localizado sobre basamento precámbrico-Paleozoico de la cordillera Central con un similar contenido de LREE como en los volcanes del sur de Colombia (Puracé y Doña Juana). Los cuales a su vez exhiben un alto contenido en Yb como los volcanes más al SE. Los elementos mayores fueron analizados por EDXRF (energy dispersive X-ray fluorescence) en el laboratorio de Geología de la universidad de Clermont-Ferrand. Los elementos traza fueron medidos por INAA en el instituto Laüe-Langevin de Grenoble y Zr, Nb, Ba y Sr por EDXRF en la universidad Claude Bernard de Lyon.

6.5.2. Clasificación química

Los datos químicos de elementos mayores y traza reportados por diferentes autores (anexo B) fueron incluidos junto con los reportados en éste trabajo, éstos fueron normalizados (condiciones anhidras) graficados en diagramas de Harker para tratar de identificar las diferencias del VCM con nueve volcanes Colombianos, entre los cuales se encuentran de Norte a Sur: Cerro Bravo, Nevado del Ruiz, Puracé, Sotará, Doña Juana, Galeras, Azufral, Chiles y Cumbal; dichos volcanes están ubicados sobre diferentes basamentos, entre estos, ofiolitas cretácicas (Puracé y Doña Juana), rocas metamórficas paleozoicas (Azufral, Cumbal, Chiles, Galeras, Ruiz Cerro Bravo y Machín), igualmente se realizaron gráficas donde intervienen parámetros como la distancia a la trinchera de cada volcán y la profundidad a la que se encuentra el slab (Fig. 6.8) de cada uno de los volcanes estudiados vs. algunos elementos mayores y traza.

Las rocas analizadas, reportadas por diferentes autores, tienen un contenido en álcalis que varía entre 3.7 y 7.3 wt % y un contenido de SiO₂ que varía entre 53 y 70 wt %. En el diagrama de clasificación de SiO₂ vs. Na₂O + K₂O de Le Bas *et al.* (1986), las rocas caen en el campo de las andesitas basálticas hasta las dacitas en límites con las riolitas, (Fig. 6.9a). En general las rocas de los volcanes colombianos corresponden a la serie calcoalcalina, igualmente presentan contenidos medios en potasio para la mayoría de los volcanes (Fig. 6.9b).

6.5.3. Elementos mayores

Las rocas del VCM están más evolucionadas respecto a los otros volcanes, exceptuando al volcán Azufral que tiene un contenido en sílice mayor (riolitas) al igual que algunas muestras del volcán Cerro Bravo (andesitas a dacitas).

En los elementos mayores se observa que las tendencias mostradas para FeO*, TiO₂, CaO y MgO son debidas a la presencia de diferentes minerales (como plagioclasa) y al intervalo de rocas existente (andesitas básicas a dacitas ricas en sílice), con valores altos en estos elementos para el Puracé, Galeras y Cumbal y valores más bajos para el Cerro Bravo, VCM y Azufral (Fig. 6.10).

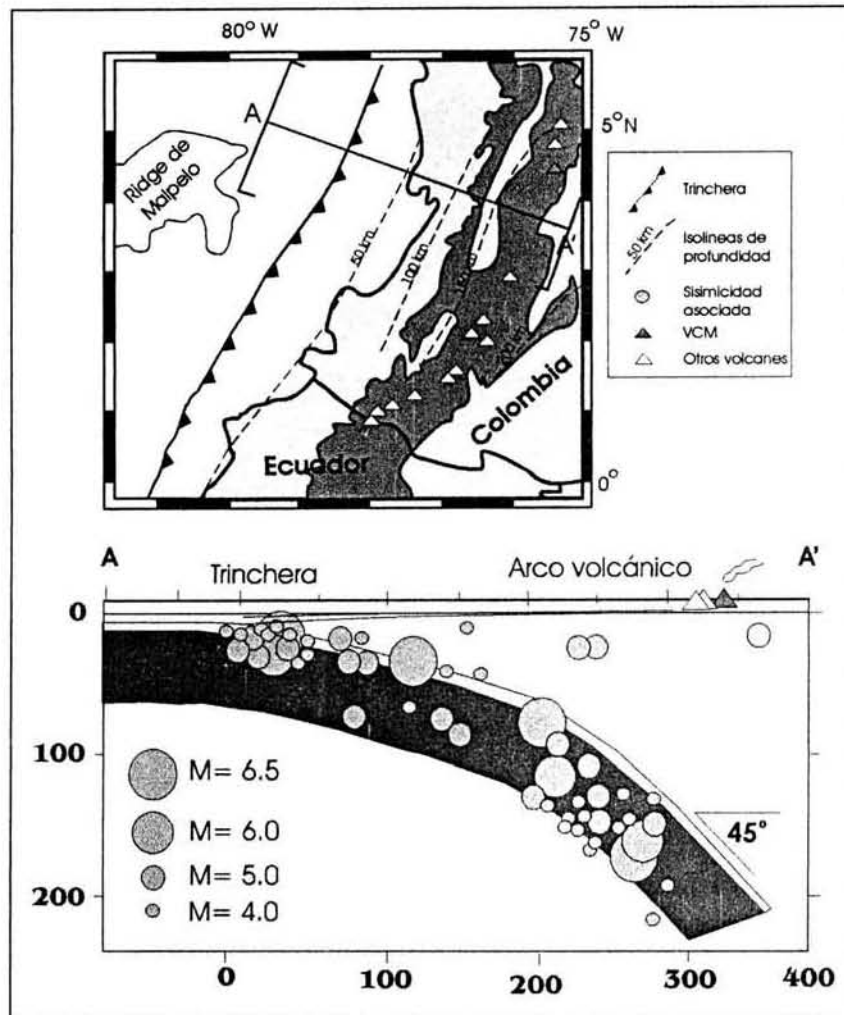


Figura 6.8. En la parte superior se muestra la posición del arco volcánico, la trinchera y las isolíneas que muestran la zona de Wadati - Benioff, el perfil AA' muestra la sismicidad asociada a la zona de subducción, la distancia del VCM a la trinchera y la profundidad del slab, los otros volcanes dibujados (triángulos), de izquierda a derecha, son el Nevado del Ruiz y el volcán Cerro Bravo. (Modificado de Bourdon et al. 2002)

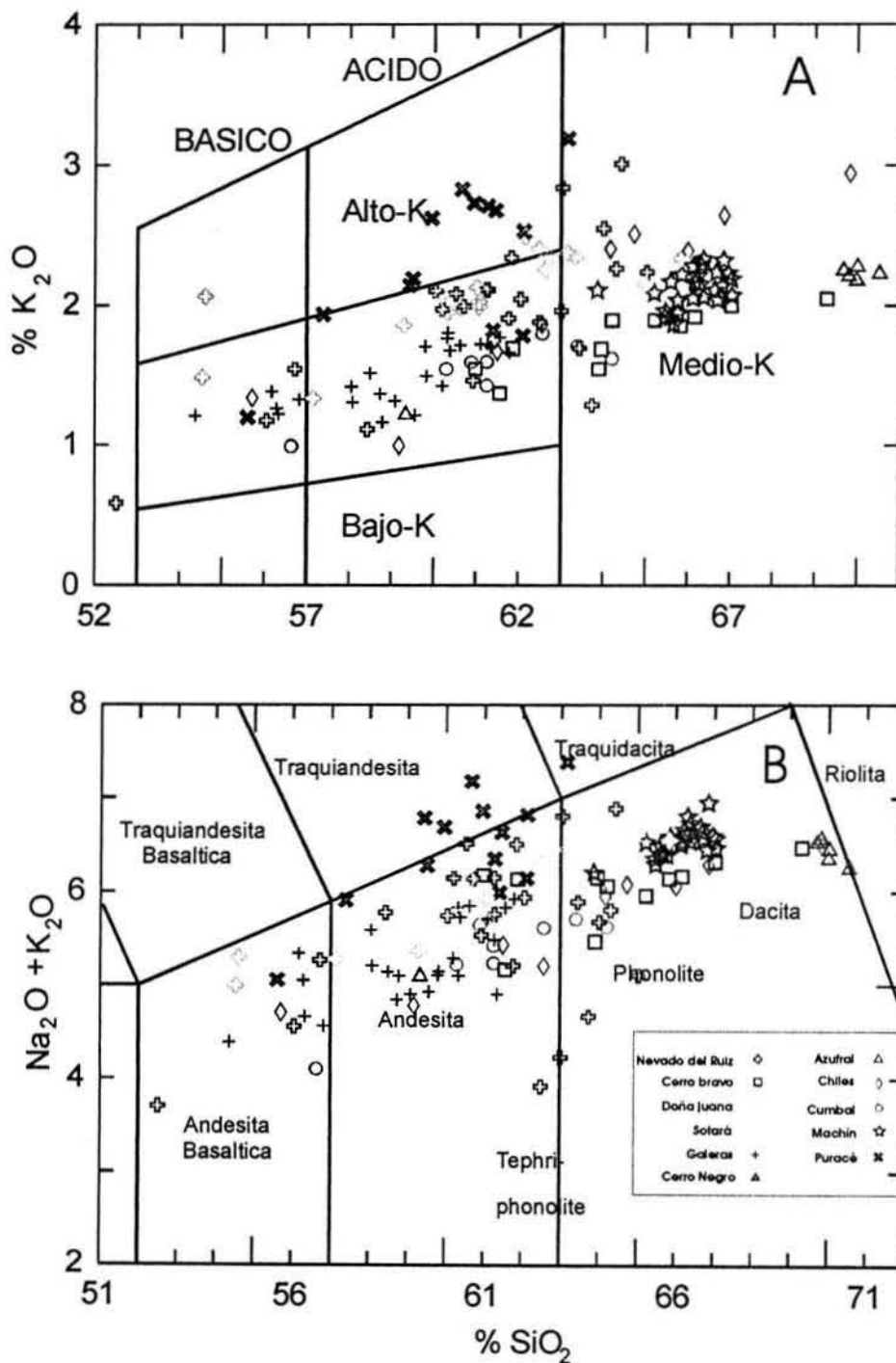


Figura 6.9 A: Diagrama de K₂O vs. SiO₂ (Modificado de Gill, 1981) donde se grafican las rocas según su contenido en potasio, valores para diferentes volcanes colombianos. **B:** Diagrama SiO₂ vs K₂O + Na₂O de clasificación química para las rocas del arco volcánico colombiano, (Le Bas et al., 1986).

6.5.5. Diagramas multielementos

Los diagramas multielementos normalizados para valores del manto primordial y las condritas muestran una similitud con la mayoría de los volcanes, dado que estos están relacionados a la subducción y no se observa un comportamiento característico que lo diferencie de los otros volcanes. El contenido en los elementos móviles e inmóviles es muy similar a los volcanes del norte (Ruiz, Cerro Bravo y Machín). Los volcanes de la zona sur presentan valores más altos en todos los elementos con respecto a los de la zona centro-sur que presentan valores más bajos. Es de resaltar que los análisis para diferentes volcanes, normalizados a los valores de las condritas, no muestran anomalías significantes (Fig. 6.11 y 6.12).

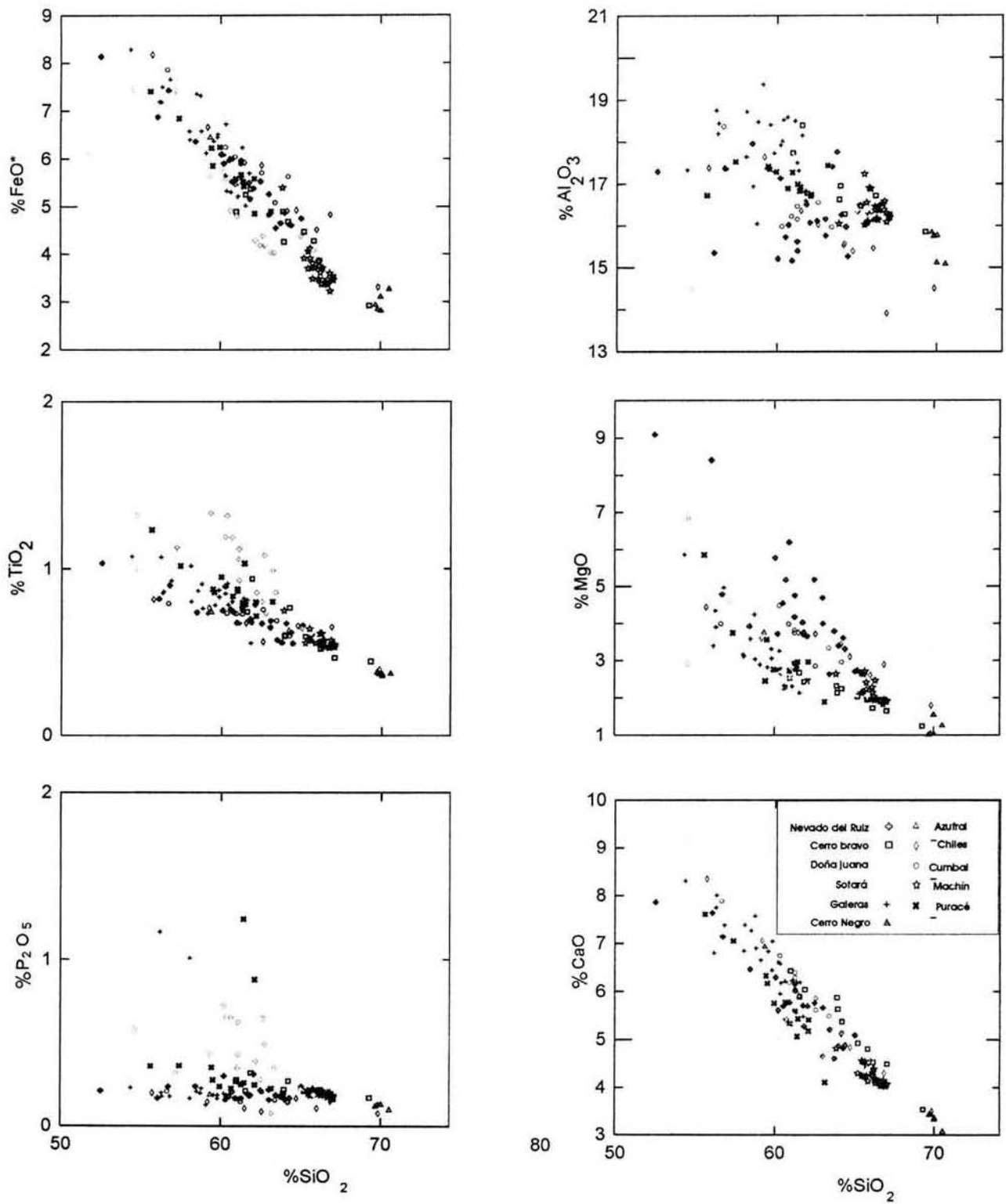


Figura 6.10. Gráfica de análisis químicos de elementos mayores (Harker). Se aprecian las diferentes zonas que ocupa cada volcán.

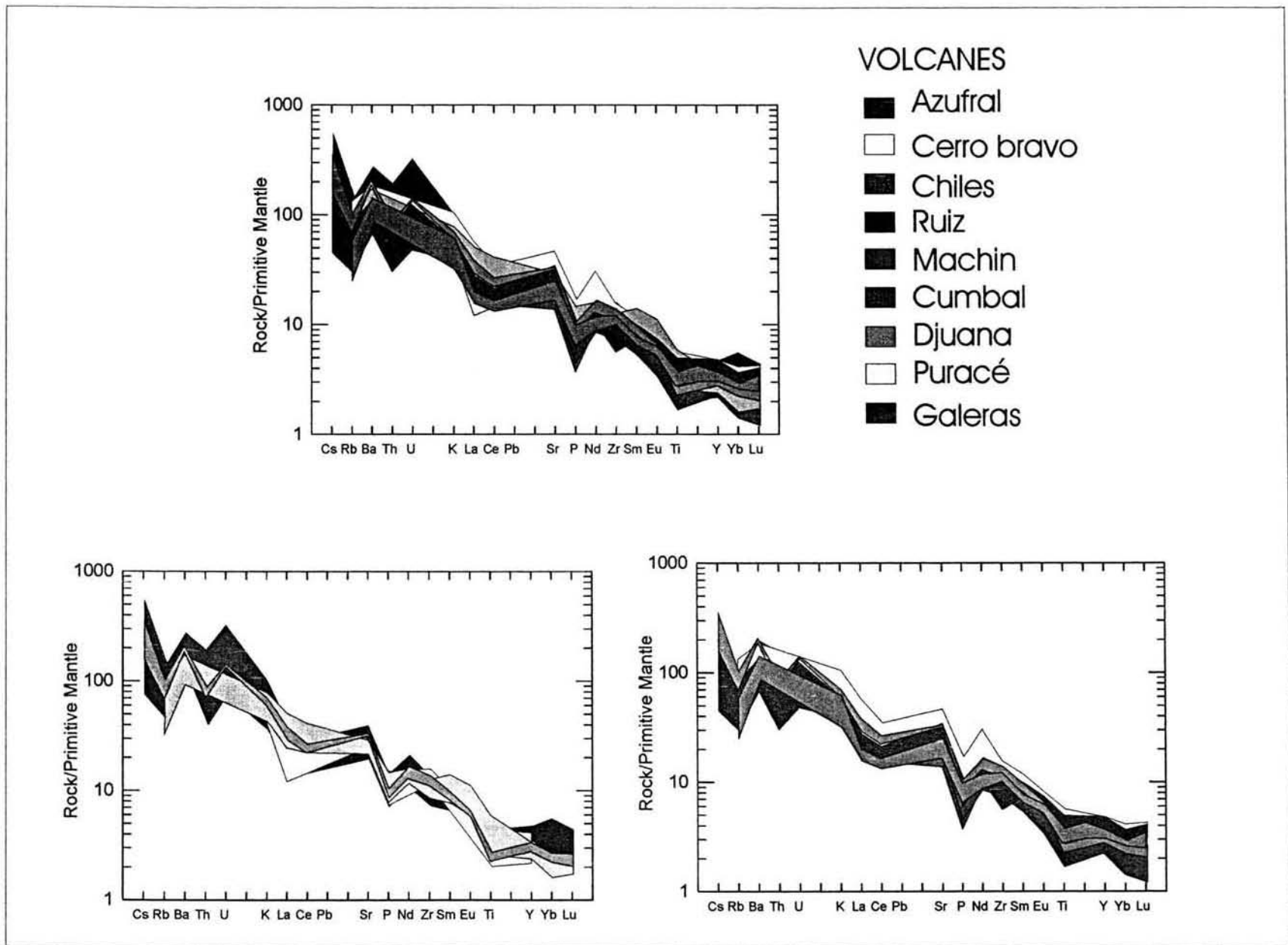


Figura 6.11. Diagramas multielementos para los volcanes colombianos. Normalizados con valores del manto primitivo. (Sun y Mac Donough, 1989).

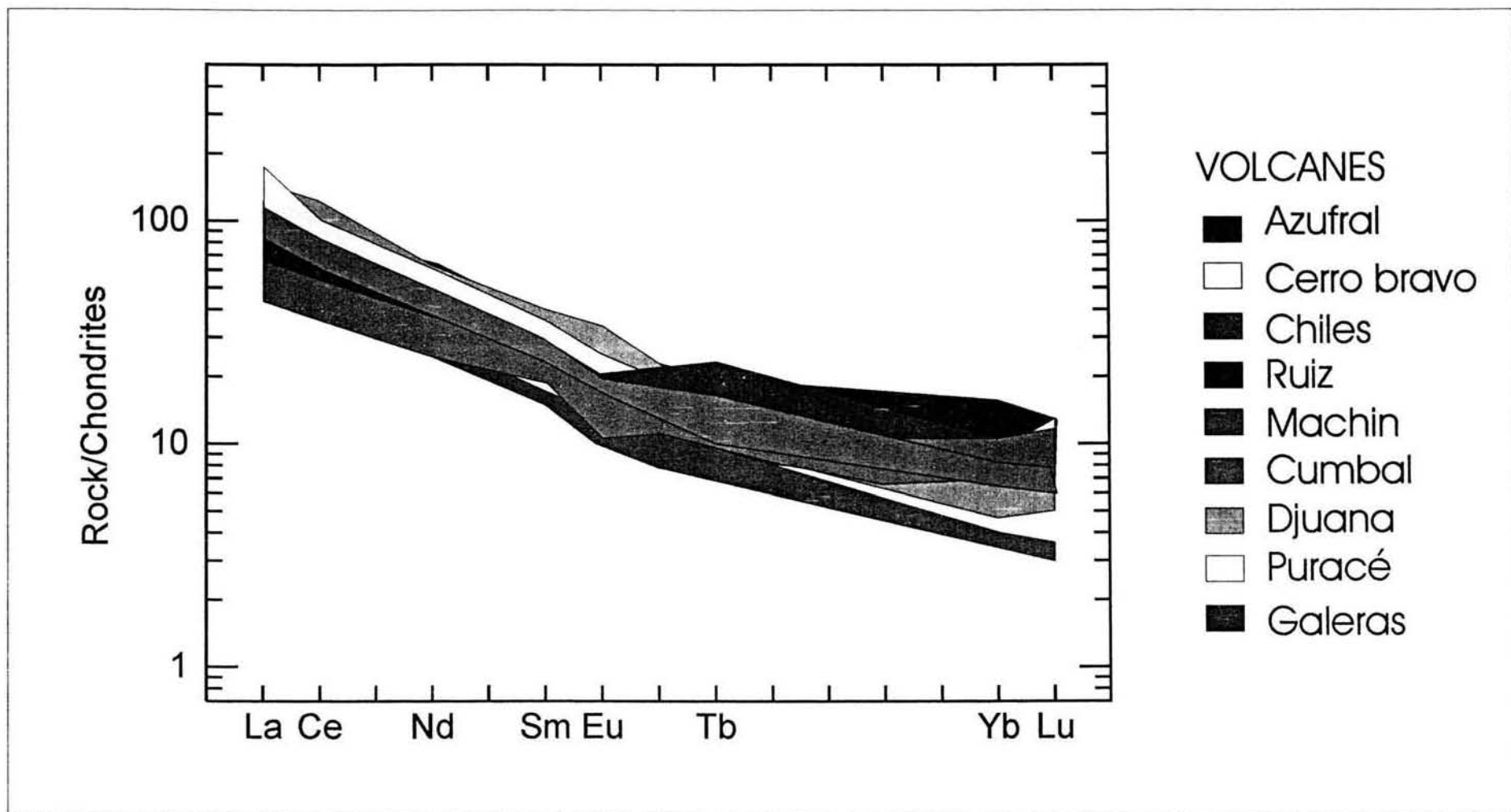


Figura 6.12. Diagramas multielementos para los volcanes colombianos. Normalizados con valores de las condritas. (Sun y Mac Donough, 1989).

7. Evaluación del Peligro

En trabajos previos, realizados por el INGEOMINAS, se han reconstruido los diferentes escenarios de los peligros volcánicos que podrían ocurrir en el caso de una erupción del VCM. Existen estudios relacionados al peligro volcánico por lahares, flujos piroclásticos, e inclusive mapas de peligros que incluyen a todos los peligros volcánicos. Mendez et al., (2002), Obando y Ramos (2002) y Cortés (2001) realizaron trabajos en varios depósitos generados por el VCM que incluyen trabajo de campo, cálculo de áreas cubiertas por los depósitos, volúmenes, y simulaciones. Estos autores, sugieren que los resultados de la evaluación deben de ser tomados en cuenta, para la elaboración de planes de contingencia locales, regionales y nacionales.

Los estudios realizados durante este trabajo indican que el Cerro Machín es un volcán activo y altamente explosivo y que su última erupción ocurrió hace 900 años A.P. Para la evaluación del peligro se consideró el registro estratigráfico y el alcance máximo de los depósitos de caída, flujos piroclásticos y lahares los cuales afectaron áreas extensas actualmente ocupadas por ciudades importantes para el país que albergan una población superior a un millón de habitantes.

7.1. Depósitos de Caída

Durante el reconocimiento de campo se identificaron 6 horizontes de caída piroclástica (Caps. 3 a 6) que fueron producidos durante los últimos 5000 años, lo que arroja un periodo de recurrencia promedio de 900 años. Los mapas de isopacas indican que los ejes de distribución principal apuntan hacia el O, algunos con distancias hasta de 60 km del volcán y con espesores de 3 m en las partes cercana y 10 cm en las lejanas. Para evaluar el peligro por caída de piroclastos se consideró la isópaca de 10 cm para todos los depósitos estudiados. Estas curvas fueron posteriormente graficadas en un mapa que muestra su distribución y el área que cubrirían en caso de que ocurriera una erupción con características similares a las mencionadas en los capítulos anteriores. Como se puede apreciar las ciudades y poblados que serían afectados por una erupción de este tipo serían, al S, Cajamarca y Anaime, Al O Calarcá, Armenia, La Tebaida, Montenegro, Pijao, Cordoba, Barcelona, Montenegro y Quimbaya (Fig. 7.1). Estos resultados son muy similares a los presentados por Mendez et al. (2002), aunque estos autores, consideraron un número menor de erupciones así como un espesor mucho menor de los depósitos.

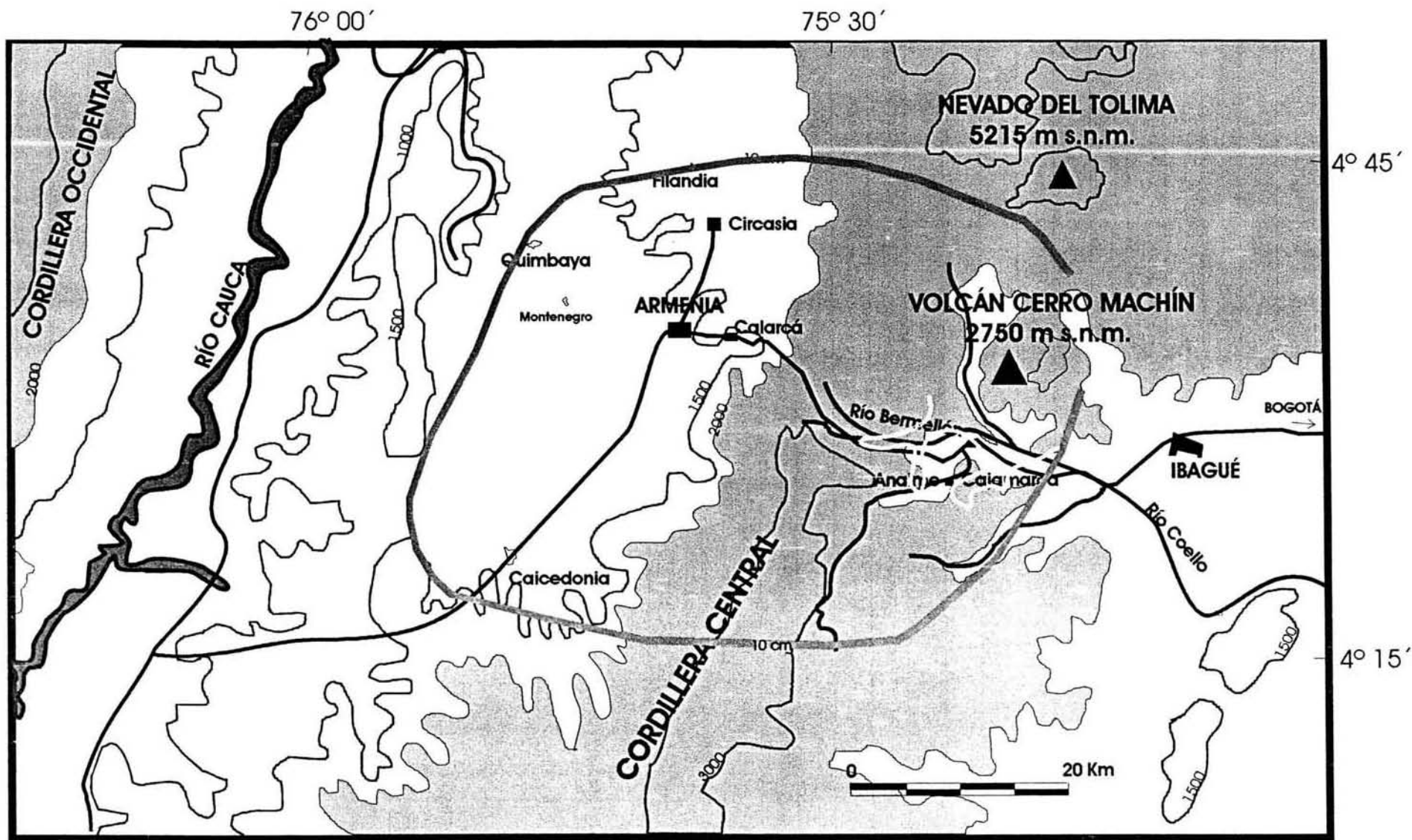
7.2. Flujos Piroclásticos

La historia eruptiva del VCM indica que han ocurrido dos tipos principales de flujos piroclásticos: aquéllos producidos por el colapso de domo y por el colapso de columnas eruptivas. Los Flujos en general han ocurrido 6 veces durante los últimos 5000 años por lo que su recurrencia es de 900 años. Los primeros alcanzan distancias de 10 km del volcán, hacia el S, los poblados del Guaico y Toche se encuentran en las áreas ocupadas por estos flujos. Los flujos piroclásticos producidos por el colapso de columnas eruptivas alcanzaron distancias de 15 km alrededor del volcán, formando terrazas de hasta 100 m de espesor en las barrancas Anaime, Coello, Bermellón, Tigre, Toche y Espartillal. Éstos fueron emplazados en áreas donde actualmente se encuentran construidas las ciudades de Cajamarca, Anaime, Toche e Ibagué, las cuales se verían afectadas si ocurriera un fenómeno con las mismas características descritas en los capítulos anteriores. Para la evaluación del peligro se construyó un mapa en el cual se grafican y unen los límites geológicos para cada depósito de flujo piroclástico encontrado en el campo. Hay que tener en cuenta que el espesor de los depósitos encontrados en el

registro geológico es mínimo debido a los efectos de la erosión (Fig. 7.1). Simulaciones por computadora realizadas para flujos piroclásticos del VCM (Obando y Ramos, 2003) utilizando el modelo del bloque deslizante, indican que los flujos piroclásticos necesitarían velocidades iniciales de 120 m/s para afectar a la localidad de Cajamarca, esto implicaría que los flujos tendrían que colapsarse desde una altura de 735 m por encima del cráter. La relación H/L o coeficiente de fricción indica el alcance máximo de un flujo piroclástico (H) y la diferencia de altura entre el punto de inicio hasta su terminación (L). Esta relación es indicativa de la movilidad de los flujos, en el caso del VCM el valor promedio de la relación H/L es de 0.18, así los flujos piroclásticos emitidos por el VCM han tenido una movilidad elevada por lo que han superado con facilidad el alto topográfico de la Cuchilla de San Lorenzo. Los resultados encontrados concuerdan con los reportados por Méndez et al. (2002) aunque ellos consideran varios depósitos más antiguos que se depositaron donde actualmente se encuentra construida la ciudad de Ibagué (Tolima).

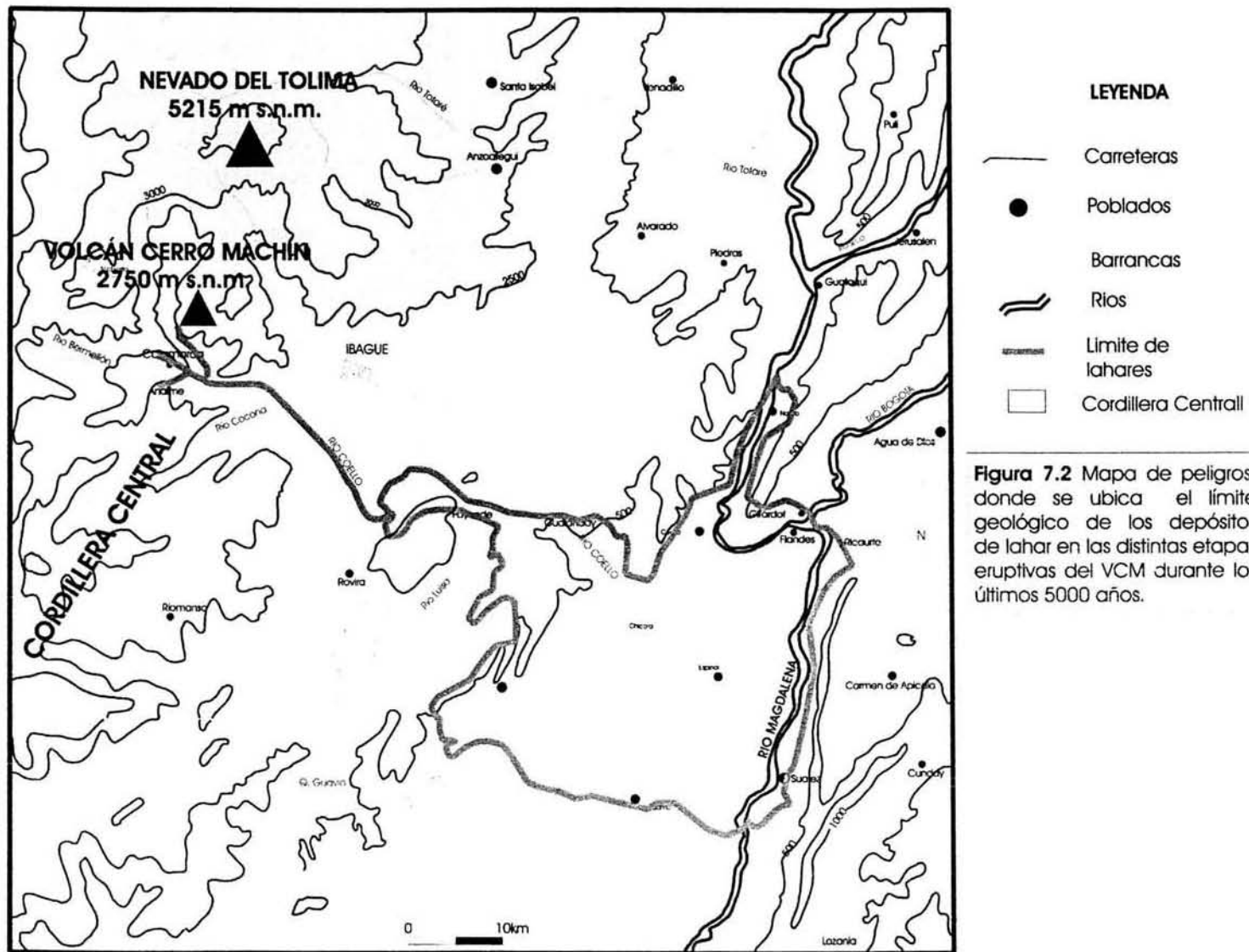
7.3. Depósitos de Lahar

Los depósitos de lahar no fueron descritos en el presente trabajo pero se tomaron en cuenta para la evaluación del peligro. Estos depósitos afloran hacia el SE del volcán y son secuencias de 11 hasta 20 m de espesor que se formaron por la remoción fluvial de los depósitos volcánicos primarios anteriormente mencionados. Los depósitos de lahar ocupan un área de 3000 km². Dichos depósitos represaron y desviaron el curso anterior del Río Magdalena, unos de los más importantes en Colombia, dado que atraviesa el país de S a N y por su gran caudal. Los abanicos formados por estos depósitos se encuentran actualmente ocupados por poblaciones como Nariño, Flandes y Espinal, Ciudades que posiblemente se verían afectadas en caso de presentarse un evento de magnitud similar (Cortés, 2001 y Hurtado y Murcia, 2003). En la figura 7.2 se muestra un mapa general de la distribución de estos lahares en donde se trazó el contorno geológico encontrado para éstos depósitos (Fig. 7.2).



- | | | | | |
|--|--|--|--|--|
| | | | | |
| | | | | |

Figura 7.1. Mapa de peligros para depósitos de caída y flujos piroclásticos en donde se observa el área abarcada por cada uno de ellos.



8. Discusión e Interpretación

De acuerdo con el análisis de fotografías aéreas, imágenes de satélite y modelos digitales del terreno, se determinó que el origen del VCM está relacionado con una estructura de “Pull Apart” producida por esfuerzos de extensión en dirección NO-SE. Estos esfuerzos forman zonas propicias para el ascenso de magma y de compresión en dirección SO-NE. Esto difiere con lo reportado por Cepeda et al., (1996), Cepeda et al., 2004 y Mendez et al., (2002), quienes señalan en sus estudios, que el emplazamiento del VCM está relacionado con el cruce de las fallas Cajamarca (dirección N20°E) del tipo rumbo y Machín (dirección N42°O) de carácter dextral.

En el presente estudio se analizó la historia eruptiva del volcán durante los últimos 10,000 años. Durante este período se encontraron al menos seis eventos eruptivos denominados Espartillal (5000 años A.P.), P0 (4600 años A.P.), P1 (3600 años A.P.), Guaico (2600 años A.P.) P2 (1200 años) y Anillo (900 años). Estos eventos produjeron depósitos de flujos piroclásticos que se encuentran distribuidos hasta 15 km alrededor del volcán y forman terrazas hasta de 100 m de espesor. Los depósitos de caída tienen una distribución preferencial hacia el O, con distancias que superan los 60 km del volcán. Desde un punto de vista químico y mineralógico, el magma que ha generado las erupciones holocénicas del VCM tiene una composición dacítica, con una escasa variación en sílice (63.9 – 67.2 % en peso). A continuación se describe la cronología eruptiva de las erupciones del VCM.

8.1. Mecanismos eruptivos y origen de los eventos volcánicos

8.1.1. Erupción Espartillal (5000 años A.P.)

La erupción Espartillal debió ser causada por una descompresión en el sistema magmático, por la liberación de volátiles contenidos en el magma, que originó una erupción magmática, favoreciendo la apertura del conducto volcánico, y permitiendo el emplazamiento de un depósito de arena fina de caída. A continuación se formó una columna pliniana, que fue dispersada al O por los vientos dominantes, este evento originó un depósito de caída rico en pómez y cenizas hasta distancias mínimas de 15 km, emplazando depósitos hasta de 2 metros de espesor (no fue posible construir mapas de isópacas e isópletas por la escasez de afloramientos, Cap. 3 y 4). Posteriormente esta columna colapsó,

probablemente por disminución de presión en el conducto principal o la disminución en la velocidad de salida, formando un flujo piroclástico (EPL-FPA) que superó barreras topográficas de hasta 200 m de alto (Cuchilla de San Lorenzo) y debido a su gran movilidad llegó a recorrer distancias hasta de 8 km, encausándose principalmente por la barranca El Espartillal. Este flujo piroclástico fue lo suficientemente caliente, entre 250 y 300 °C (Maury, 1973) para carbonizar troncos de árboles de aproximadamente 2 m de largo por 30 cm de ancho (sección 20, Cap. 3). El análisis químico de fragmentos de pómez blanca reporta un contenido en sílice que varía de 66.4 a 67.1% en peso. Dicho flujo fue acompañado por una serie de oleadas piroclásticas, con abundante lapilli acrecional, generadas probablemente por la interacción de agua-magma (Wholetz y Sheridan, 1983). En la superficie de los depósitos emplazados por estas oleadas, se observaron estructuras de impacto balístico que sugieren que la segunda fase eruptiva ocurrió poco tiempo después o de manera inmediata.

Una nueva explosión magmática dio origen a la segunda fase eruptiva, con la generación de una columna eruptiva, que fue dispersada por los vientos dominantes hacia el O, depositando un horizonte de caída rico en pómez y cenizas hasta 6 km del volcán. Esta columna colapsó formando flujos piroclásticos de pómez, que viajaron hacia el SO hasta 6 km y superaron barreras topográficas de 200 m de alto (Cuchilla de San Lorenzo). Estos flujos estuvieron acompañados por la formación de complejas secuencias de oleadas piroclásticas, formadas probablemente por actividad hidromagmática, marcando así la culminación de esta fase eruptiva, probablemente por la disminución de volátiles en la cámara magmática. La composición química de fragmentos de pómez grises emplazados en el depósito anterior arrojaron un valor de 66.3 % en peso de sílice. De esta manera culmina el ciclo eruptivo de Espartillal (Fig. 7.1). Lo anterior indica muy poca variación química (0.8% peso de sílice) con respecto a los fragmentos analizados en el depósito EPL-FPA y EPL-SB, infiriendo que la interacción agua magma fue el principal proceso desencadenador de la actividad en este ciclo eruptivo; sin embargo, la presencia de pómez bandeada en los diferentes depósitos de esta erupción, con texturas de reabsorción de minerales por la matriz, zonación de las plagioclasas y algunos cuarzos corroídos y con bahías, llevan a pensar en un posible proceso de mezcla mecánica de magmas (Mingling) originado por un magma de similar composición (levemente más básico), el cual posiblemente afectó al sistema magmático, favorecido por una rápida extracción de material en el momento de la descompresión de la cámara magmática (Sakuyama, 1984; Zinder, 1997), lo que favoreció el ascenso de material y el contacto con el nivel freático. Las características petrográficas como corrosión, bahías, disolución,

pueden indicar procesos de recalentamiento de magma debido al contacto de la cámara magmática con otro cuerpo de mayor temperatura (más básico), lo cual favorece la liberación de volátiles y por ende un aumento de presión de en el sistema, lo cual desencadena la erupción (Devine et al, 1998) .

8.1.2. Erupción P0 (4600 años A.P.)

Antes de esta erupción, el cráter del VCM estaba cubierto por un tapón, el cual mantenía al sistema magmático presurizado. La erupción P0 comenzó con una explosión hidromagmática (Fierstein and Hildreth, 1992) que produjo una oleada piroclástica, la cual emplazó un depósito rico en pómez y ceniza. La oleada tenía gran movilidad dado que superó altos topográficos de 200 m de alto y depositó material hasta 8 km del cráter. De forma similar a la erupción P-1, esta explosión ocasionó la apertura del conducto volcánico facilitando la formación de un flujo piroclástico (P0FPA) compuesto por escaso material juvenil (fragmentos juveniles hasta de 1 m de diámetro), que depositó material a distancias hasta de 7 km del cráter y a elevada temperatura (250 a 300 °C) dado que carbonizó materia orgánica. Este material fue fechado y arrojó una edad promedio de 4570 años. Análisis químicos de fragmentos juveniles (pómez blanca) de éste depósito, arrojaron un valor de 66.8% peso de sílice. La erupción continuó con el aumento en la velocidad de salida de material y formó una columna pliniana de 29 km de altura, que fue dispersada por los vientos dominantes 45° hacia el SO, emplazando el depósito P0A hasta 27 km de distancia. P0A cubrió un área de 350 km² con un volumen mínimo eruptado de 2.5 km³ (RDE, 6.3). Análisis químicos de fragmentos juveniles de éste depósito, varían entre 66.1% a 63.9 % en peso de sílice (pómez gris y café respectivamente). La secuencia estratigráfica de P0 indica que la columna eruptiva fue muy inestable en parámetros como velocidad de salida y gasto, dado que originó dos pulsos más de caída, P0B y P0C. Se realizaron análisis químicos a fragmentos juveniles de estos dos depósitos (P0B y P0C) y obteniendo como resultado 66.1 % y 66.7 % en peso de sílice respectivamente. La última columna eruptiva formada (P0C) colapsó y formó un flujo piroclástico fino de ceniza y pómez, finalizando así la segunda etapa eruptiva. Una nueva despresurización en el sistema originada por una explosión magmática, generó un flujo piroclástico que avanzó hasta 6 km del cráter, acompañado de una oleada piroclástica en la base (ground surge, Francis, 1993) (capa 1 y 2b respectivamente, Sparks, et al., 1973).

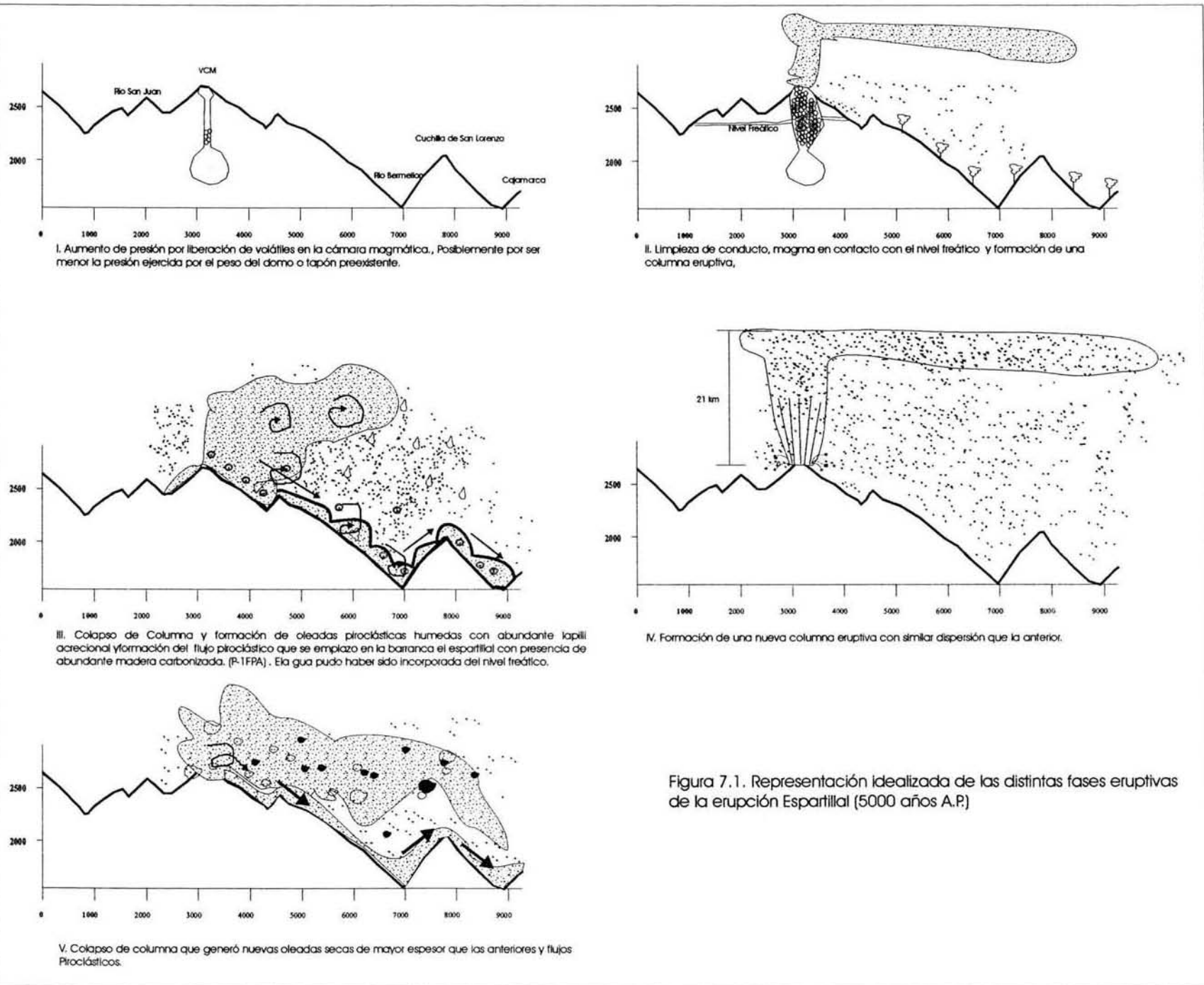


Figura 7.1. Representación idealizada de las distintas fases eruptivas de la erupción Espartillar (5000 años A.P.)

Este flujo emplazó depósitos de hasta 2 m de espesor, culminando esta etapa. Otra secuencia similar de eventos explosivos ocurrió posteriormente (4 etapa) generando nuevamente un flujo piroclástico de ceniza muy fina, acompañado de una oleada piroclástica (ground surge, Francis, 1993) (capa 1 y 2a respectivamente, Sparks, et al., 1973), que carbonizó materia orgánica culminando este ciclo eruptivo (Fig.7.2).

La presencia de pómez bandeadas, blancas, grises y cafés, estas últimas en la base del depósito P0A (Cap. 3, sección 714- Fig. 13b), sugieren que hubo una mezcla mecánica (Mingling) de dos magmas (Snyders, 1997), éstos últimos fragmentos tienen una composición de 63.9 % de SiO₂ que difiere con la variación de 66.1 a 66.8 % en peso de SiO₂ del resto de los fragmentos. Igualmente las evidencias químicas, hacen pensar en la existencia de una cámara magmática levemente zonada donde los primeros productos emitidos fueron más ácidos (parte superior de la cámara) y subsecuentemente se hicieron, levemente, más básicos con respecto al contenido en sílice, igualmente cabe señalar que al término del período eruptivo el magma eruptado volvió a tener la composición inicial, evidenciado por los análisis químicos. De la misma forma las características petrográficas de los productos evidencian diferencias en tamaño de grano y vesículas muy finas (inestabilidad en el magma), con respecto a los otros fragmentos de esta erupción, al igual que estructuras de reabsorción en algunos cristales, lo cual nos podría indicar procesos de mixing (Anderson, 1976).

8.1.3. Erupción P1 (3600 años A.P.)

La erupción P1 comienza con una violenta explosión (posiblemente actividad vulcaniana) en su primera fase, que destruyó parte del tapón remanente de la erupción P0. Esta erupción fue probablemente originada por la descompresión del sistema magmático, la explosión produjo una brecha (Lag Deposits, Rowley et al., 1981) de gran espesor (> 3 m), hasta 6 km al S del cráter, con fragmentos volcánicos y del basamento regional (esquistos) con alteración hidrotermal y abundantes estructuras de desgacificación. La brecha sobrepasó barreras topográficas de 200 m aproximadamente. Se interpreta que este evento abrió el conducto volcánico, lo que facilitó la formación de una columna eruptiva de 19 km de altura, que emplazó el depósito P1CA, rico en líticos y cristales en una dirección preferencial hacia el O.

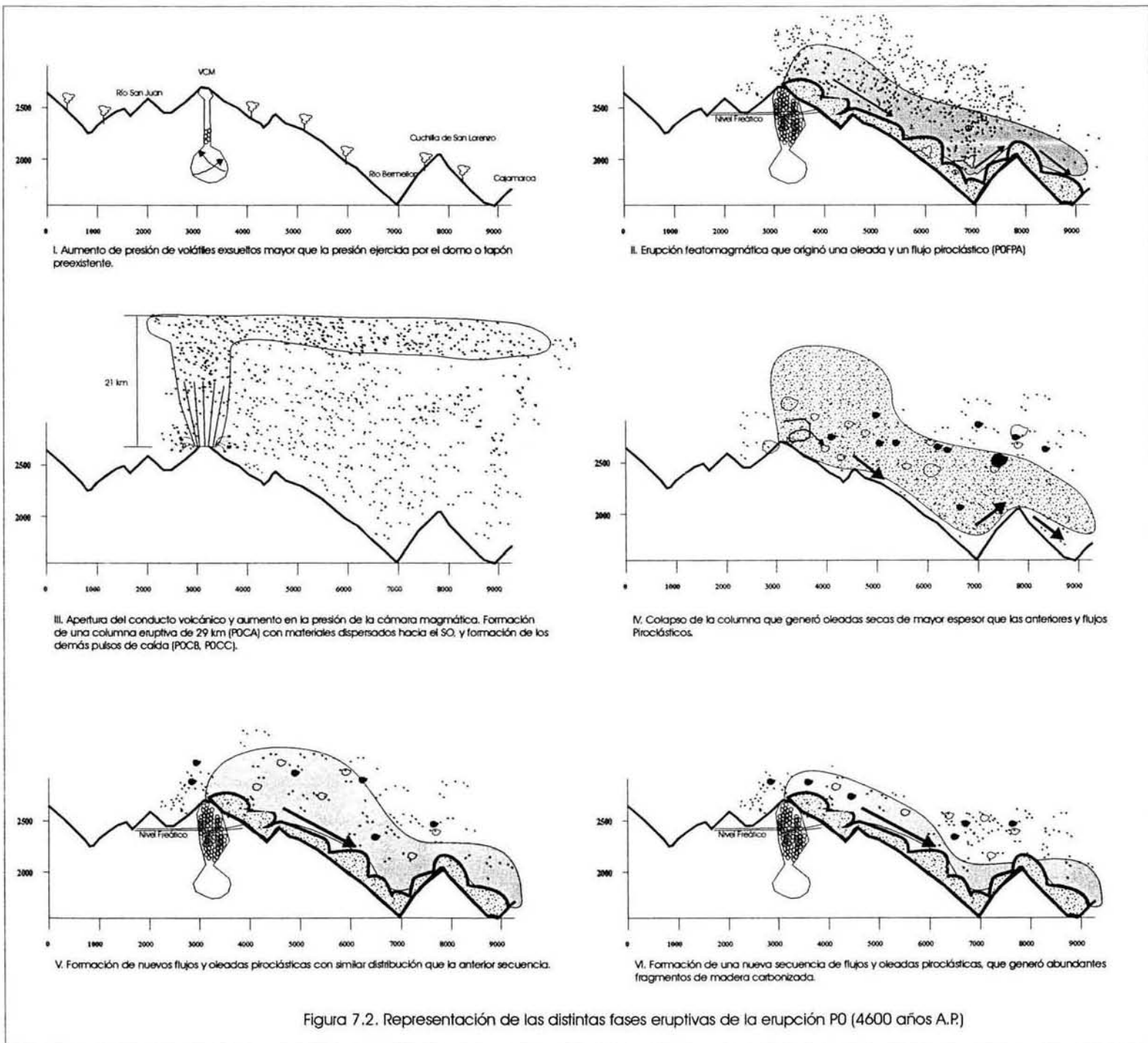


Figura 7.2. Representación de las distintas fases eruptivas de la erupción P0 (4600 años A.P.)

PICA cubrió un área de 1100 km² y ocupa un volumen mínimo de 1 km³ (0.4 km³ RDE). La erupción continuó con la depositación de dos caídas de arena muy fina. La última de ellas está endurecida y alterada (hidrotermal) al momento de su emplazamiento. Los pulsos anteriores tienen la misma distribución que PICA y están asociados, en la mayoría de las secciones estudiadas. Estos eventos propiciaron el ensanchamiento del conducto volcánico favorecido por el aumento de la velocidad de salida del material, así como el aumento del contenido de volátiles en la cámara magmática, lo que dio paso a la formación de una columna eruptiva de 32 km de altura que se dispersó hacia el SO (15°) formando un depósito (**PICB**) de caída hasta distancias mínimas de 60 km que cubrió una área de 1800 km², con un volumen mínimo de 1,9 km³ (0.8 km³ RDE) desvaneciéndose progresivamente. La disminución en la velocidad de salida y la disminución del contenido de volátiles generó una nueva columna eruptiva de 21 km de altura la cual depositó a **PICC** en dirección NO (80°) hasta distancias de 50 km, cubriendo un área mínima de 1700 km² y depositando un volumen de 4,9 km³ (2 km³ RDE). El análisis químico de fragmentos juveniles de éste depósito revela variaciones de 65.5% a 67% en peso de sílice. Posteriormente, la columna colapsó, dando origen al establecimiento de una oleada piroclástica muy móvil y una serie de flujos piroclásticos (**P1FPA**) (capa 1 y 2a respectivamente, Sparks, et al., 1973). A su paso, los flujos piroclásticos carbonizaron materia orgánica que fue fechada en 3600 años y superaron barreras topográficas de 200 m de altura, perdiendo su fuerza al alcanzar la cima de la cuchilla de San Lorenzo y depositándose sobre sus laderas. El análisis químico realizado a algunos de sus fragmentos reportó una variación de 65.5% a 67% en peso de sílice. La erupción continuó con la formación de cuatro flujos piroclásticos originados por expulsiones continuas de material debido a la baja velocidad de salida de material aunado al bajo contenido en volátiles en el sistema, lo que no permitió formación de una nueva columna eruptiva. Dichos flujos fueron emplazados en diferentes direcciones encausándose por los drenajes principales y formando depósitos con un espesor máximo de 100 m. La erupción concluyó con el establecimiento de un domo, el cual cubrió el conducto eruptivo (Fig. 7.3). La variación química observada a lo largo de la estratigrafía, hace pensar nuevamente en el hecho de una cámara magmática levemente zonada, debido a la poca variación en composición y a la presencia de fragmentos con 65.5 % en sílice y 67%, aunque 1.5% de variación podría estar en el rango de error, siendo estos últimos fragmentos levemente más ácidos que los primeros. La presencia de pómez bandeada confirma el hecho de una posible mezcla mecánica de magmas la cual se da en la parte superior de la cámara magmática por el repentino y rápido ascenso del magma debido a la despresurización del sistema (Sakuyama, 1984; Zinder, 1997).

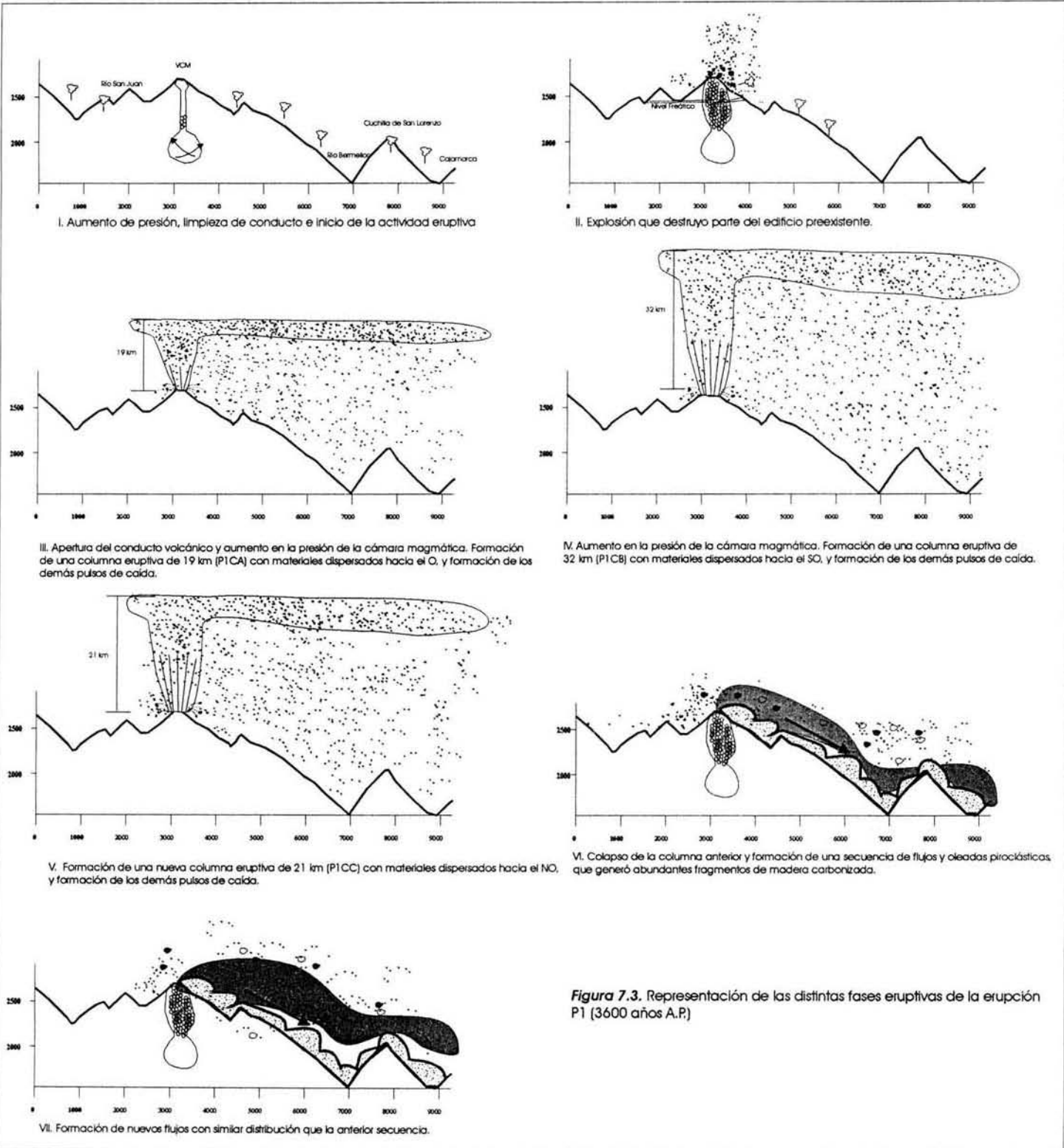


Figura 7.3. Representación de las distintas fases eruptivas de la erupción P1 (3600 años A.P)

Los rasgos petrográficos de reabsorción y disolución, ayudan a confirmar la teoría del recalentamiento como posible desencadenador del aumento de volátiles en la cámara y posteriormente la rápida despresurización de ésta.

8.1.4. Erupción El Guaico (2600 años A.P.)

La erupción del Guaico comenzó con la destrucción parcial de un domo formado en la etapa final de la erupción P1. Esta erupción fue generada por una explosión del lateral del domo, causada posiblemente por el aumento de presión en la cámara magmática. Ésta generó un flujo de bloques y cenizas (GFBCA) que viajó 5 km hasta el sector en donde actualmente se encuentra el caserío El Guaico. El flujo se emplazó a temperaturas elevadas, evidenciado por la formación de abundantes estructuras de desgasificación (pipes) y fragmentos de madera carbonizada. Una nueva explosión incorporó partes más alteradas del domo y originó un flujo de ceniza y bloques (GFBCB) que carbonizó fragmentos de madera fechada en 2500 años. Una vez abierto el conducto y la consecuente disminución en la presión de gases, facilitó la formación de un flujo piroclástico (GFPA) de ceniza y pómez con material muy denso que se emplazó en la misma dirección que los anteriores (SE, Cap.3), debido a la poca presión de gases que no permitieron la formación de una columna eruptiva. La anterior secuencia corresponde con el comportamiento de la actividad tipo Merapi, la cual consiste en el colapso gravitacional de domos generando grandes depósitos de bloques y ceniza (Francis, 1993). Para este nivel se analizaron químicamente fragmentos juveniles, dando como resultado un rango muy cerrado en composición, 65.6 % a 65.8% en peso de sílice (Fig. 7.4.). La química revela que no hubo alteración química y ni al parecer una posible inyección de material nuevo en la cámara magmática, las características petrográficas (bahías, disolución,..etc.), hacen pensar en el recalentamiento (Devine et al, 1998), del magma previo, por presencia de otro magma, como posible mecanismo desencadenador del aumento de volátiles y una posterior descompresión del sistema para así generar la erupción.

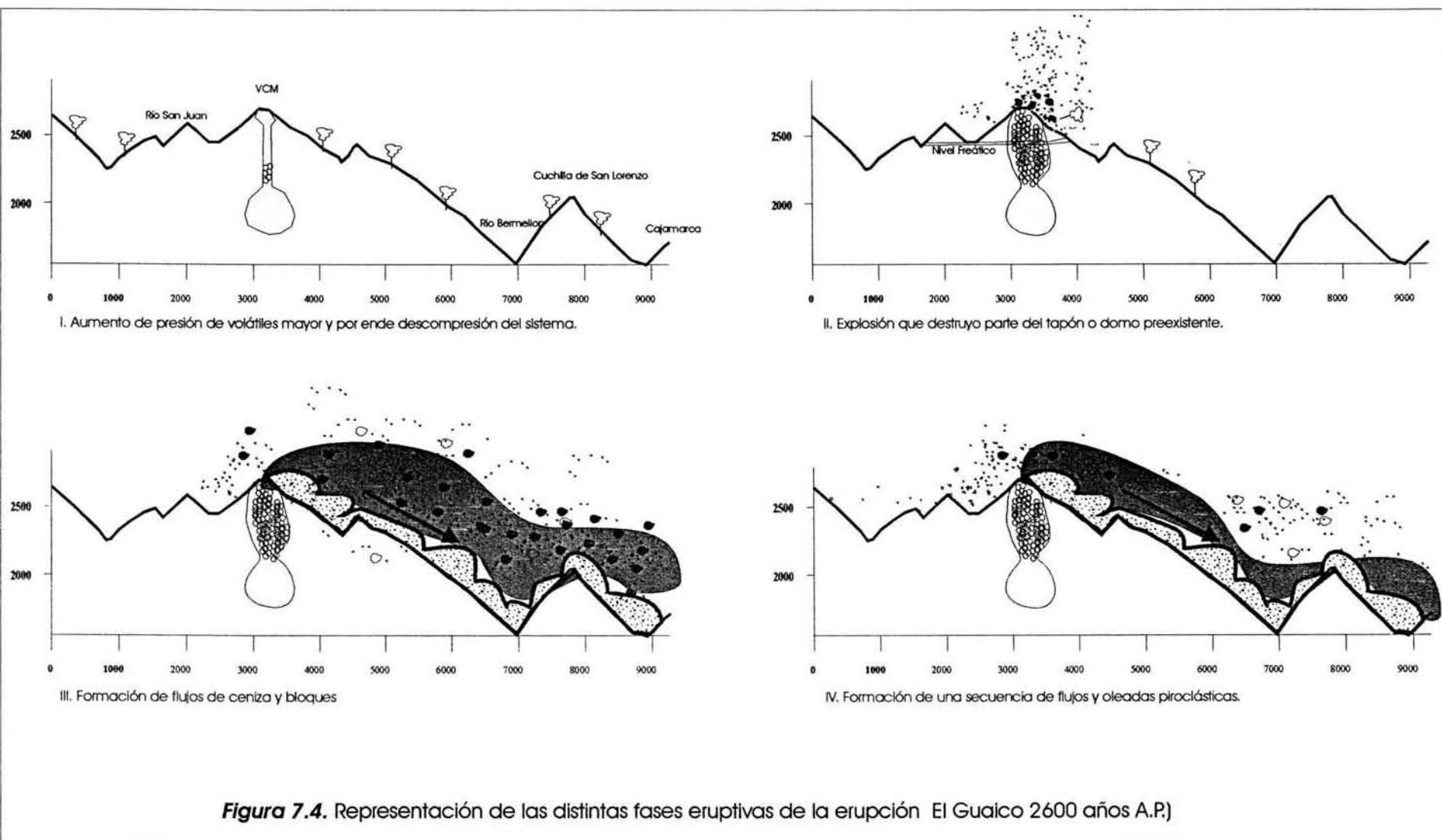


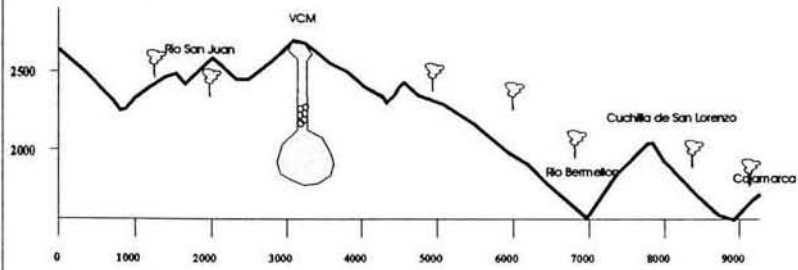
Figura 7.4. Representación de las distintas fases eruptivas de la erupción El Guaiuco 2600 años A.P.)

8.1.5. Erupción P2 (1200 años A.P.)

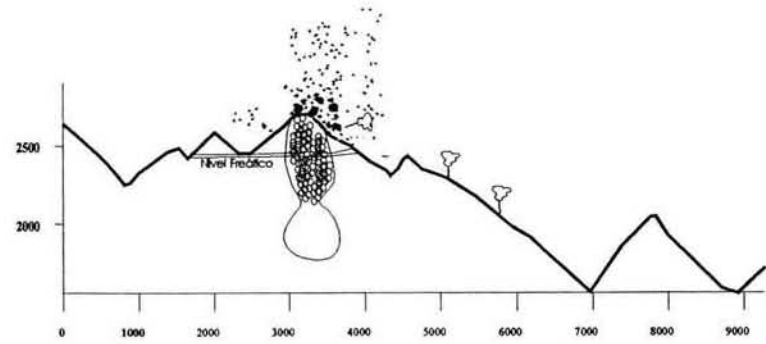
Después de un periodo de reposo de 1300 años, el VCM inició otra etapa eruptiva mediante una explosión magmática que facilitó la apertura del conducto y la formación de una columna eruptiva, que alcanzó una altura de 31 km, la cual fue distribuida hacia el O emplazando el depósito **P2CA** hasta una distancia mínima de 40 km. P2CA cubrió un área de 1600 km², con un volumen mínimo calculado de 2 km³ (0.8 km³ RDE). Fragmentos juveniles pertenecientes a esta erupción fueron analizados químicamente y pertenecen al siguiente rango 65.6 % a 65.9% en peso de sílice. La fragmentación de la erupción aumentó con el tiempo, depositando fragmentos más finos, al igual que disminuyó el contenido de volátiles y la velocidad inicial de salida, para después establecer una nueva columna que ascendió hasta 23 km de altura y depositó a **P2CB** en dirección al NO (83°). **P2CB** llegó a distancias hasta de 40 km, cubrió un área mínima de 1000 km² con un volumen mínimo arrojado de 2,4 km³ (1 km³ RDE). La presión en la cámara magmática disminuyó ocasionando su colapso y la formación posterior de un flujo piroclástico (**P2FP**) hacia el sector actual de San Juan. El flujo carbonizó materia orgánica, la cual fue fechada en 1200 años A.P. (Fig. 7.5).

La homogeneidad en la composición química de los productos juveniles (0.4% de variación en sílice) y la estabilidad de los minerales sugieren que esta erupción fue producida por una descompresión o desestabilización del sistema, probablemente por un recalentamiento del magma, por otro circundante sin entrar en contacto con el original, evidenciado esto por la variación química nula y las características petrográficas.

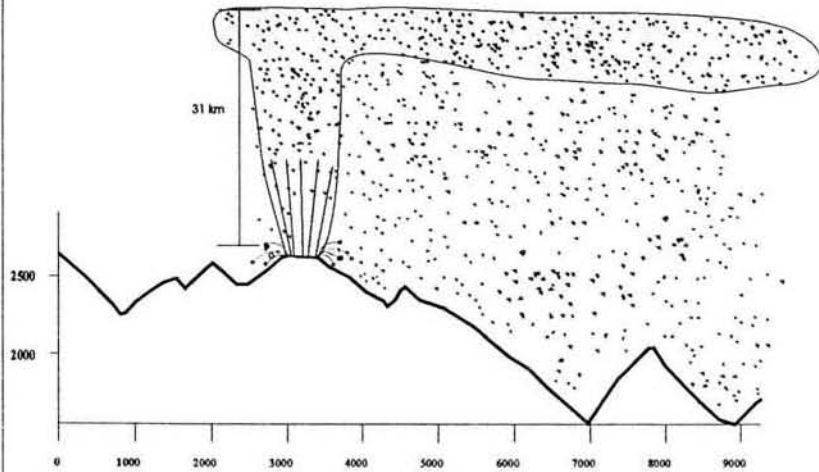
Sin embargo, se requiere definir la composición química de los cristales por medio de la microsonda para así poder establecer las condiciones del magma y definir un modelo evolutivo de la erupción.



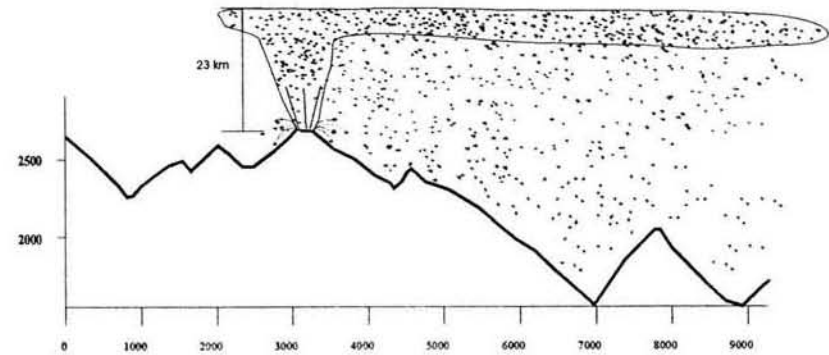
I. Aumento de presión e inicio de la actividad eruptiva



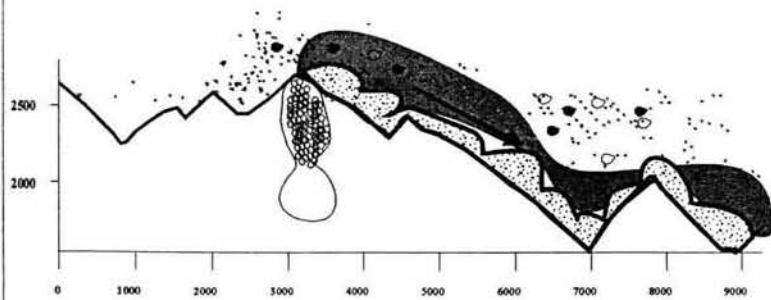
II. Explosión que destruyó parte del tapón preexistente.



III. Aumento en la presión de la cámara magmática. Formación de una columna eruptiva de 31 km (P2CA) con materiales dispersados hacia el O.



IV. Formación de una columna eruptiva de 23 km (P2CB) con materiales dispersados hacia el NO, y formación de los demás pulsos de caída.

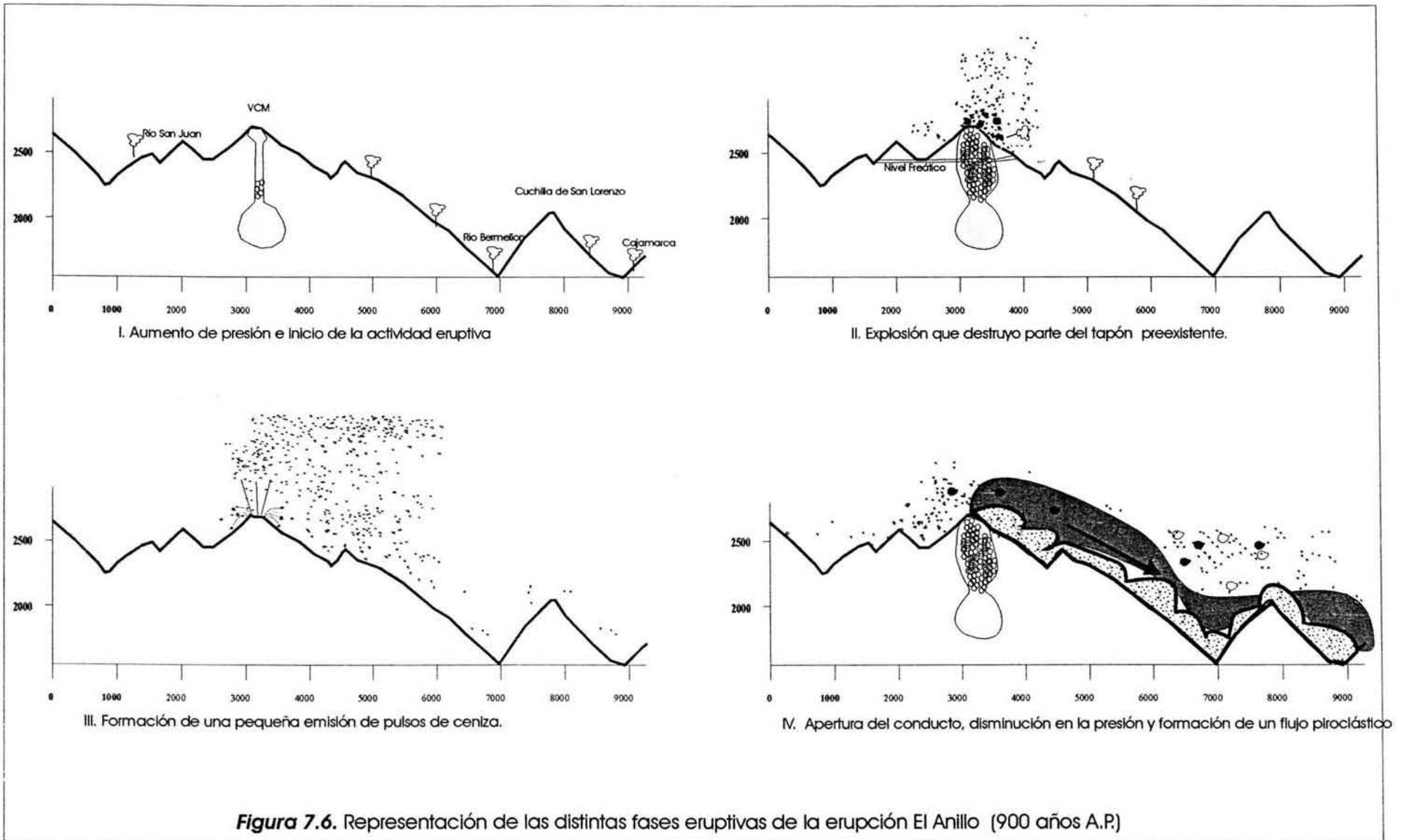


IV. Colapso de la columna y formación de una secuencia de flujos piroclásticos.

Figura 7.5. Representación de las distintas fases eruptivas de la erupción P2 (1200 años A.P).

8.1.6. Erupción El Anillo

Esta es la erupción más joven identificada hasta la fecha en el VCM. Se trata de una erupción pequeña que empezó con una explosión magmática por la descompresión del sistema (limpieza del conducto), la cual generó un flujo piroclástico y depositó ceniza fina alrededor del cráter actual. La erupción continuó con el ascenso de material el cual dio origen a un flujo piroclástico de elevada temperatura (250 a 300 °C) que carbonizó abundante vegetación fechada en 900 años. El depósito formado está muy alterado y en ocasiones retrabajado debido a las altas pendientes de las paredes del anillo piroclástico actual. La actividad eruptiva finalizó con el emplazamiento de tres domos, en los cuales se presenta actividad fumarólica actualmente (Fig.7.6). No se tiene un análisis químico de los fragmentos producidos por esta erupción.



9. Conclusiones

- El origen del VCM es atribuido a la formación de una cuenca “Pull Apart”, con zonas de relevo, colinas deflectadas y cauces rectos entre otros.
- Mediante el uso de fechamientos de radiocarbono y las relaciones estratigráficas de campo, se determinaron seis erupciones holocénicas, denominadas P-1 (5000 años A.P.), P0 (4600 años A.P.), P+1 (3600 años A.P.), El Guaico (2600 años A.P.), P+2 (1200 años A.P.) y Anillo (900 años A.P.).
- Los volúmenes mínimos totales calculados para las anteriores erupciones son respectivamente P-1 (0.11 km^3), P0 (2.6 km^3), P+1 (9.5 km^3), El Guaico (0.3 km^3), P+2 (4.5 km^3) y Anillo (0.02 km^3), con alturas mínimas de columnas eruptivas que oscilaron entre 19 km y 32 km. La erupción P+1 es la de mayor magnitud dado que afecta un área de 1700 km^2 .
- La composición predominante de los magmas originados por la actividad eruptiva del VCM es dacítica con una variación del 4% en peso de sílice. La variación química temporal en las rocas estudiadas es mínima y no se observan cambios significativos en composición a través del tiempo. De acuerdo al patrón observado en los elementos traza y tierras raras en los diagramas multielementos, se concluye que los magmas del VCM son producto de la subducción (30 a 35° de inclinación en la parte central de Colombia, (Pennington, 1981)) con fluidos enriquecidos en K, Sr, Ba evidenciado por las anomalías observadas en los diagramas de variación normalizados al manto primordial.
- Los posibles mecanismos de erupción más comunes en la actividad del VCM son: A) “Mingling”, mezcla mecánica de magmas, evidenciada por la presencia de pómez bandeada como el rasgo más característico, pero en los análisis químicos no se reporta variación química significativa. B) Recalentamiento, debido a la presencia de un cuerpo magmático circundante el cual no entró en contacto con el original, evidenciado por rasgos de reabsorción, corrosión, bahías,.. etc. Observadas en los minerales de fragmentos juveniles de distintas erupciones del VCM. Dicho fenómeno facilita la liberación de volátiles en el sistema favoreciendo así una descompresión del mismo. C) Cámara Magmática Zonada, en la cual la convección juega un papel importante y favorece la mezcla mecánica de los magmas. D) Hidromagmatismo, el cual juega un papel importante en la interacción agua magma, generando violentas explosiones y por ende una descompresión en el sistema. E) Descompresión, originada por la mayor presión de los gases exsultos con respecto a la presión originada por un domo o tapón en superficie.

- El VCM ha presentado predominantemente actividad de tipo pliniano, hidromagmática y tipo merapi.
- El monitoreo actual del VCM no ha registrado actividad reciente. Sin embargo el período de recurrencia de las erupciones holocénicas es de aproximadamente 1000 años. La erupción denominada El Anillo ocurrió hace 900 años, por lo que el VCM debe de tener un monitoreo continuo.

10. Referencias.

Acevedo, A. P., y Cepeda, H., 1982. El volcán Sotará: Geología y Geoquímica de elementos mayores. Publ. Geol. Especial, INGEOMINAS. 10, 19-30.

Adams, N.K., de silva, S., Self, S., Salas, G., Schubring, S., permenter, J.L., Arbesman, K., 2001. the physical volcanology of the 1600 eruption of Huaynaputina, southern Peru. Bulletin of Volcanology. 62, 493-518.

Anderson, A. T., 1976. Magma mixing: petrological process and volcanological tool: Journal of Volcanology and Geothermal Research. 1, 3-33.

Arce, J.L., 2003. Interpretación de la erupción pliniana que dio origen a la pómez Toluca superior, volcán Nevado de Toluca. Tesis doctoral, Posgrado en ciencias de la tierra, UNAM.

Bedoya, J. 1988. El volcán Machín del Tolima – Leyenda Indígena. Academia de Historia del Tolima. 1 (1), 71-73. Ibagué.

Bourdon, E., Eissen, J.P., Gutscher, A., Monzier, M., Hall, M.L., Cotten, J., 2003. Magmatic response to early aseismic ridge subduction: the Ecuadorian Margin case (South America). Earth and Planetary Science Letters 205, 123-138.

Bourdon, E., Eissen, J.P., Gutscher, A., Monzier, P S., Robin, C.C., Cotten, J., 2002. Slab melting and slab melt metasomatism beneath the North Andean Volcanic Zone: adakites and high-Mg andesites from Pichincha volcano, Bull. Soc. Geol. Fr. 173, 195-206.

Cas, R. A. F., Wright, J. V., 1987. Volcanic Sucessions modern and ancient. 528 p. London.

Carey, S. N., Gardner, J.E. and H. Sigurdsson, 1995. The intensity and magnitude of Holocene plinian eruptions from mount St. Helens volcano. *Journal of volcanology and Geothermal Research* 6, 185-202.

Carey, S. N. and H. Sigurdsson (1986). "The 1982 eruptions of El Chichón volcano, Mexico (2): Observations and numerical modeling of tephra fall distribution." *Bulletin of Volcanology* 48, 127-141.

Carey, S., Sparks, R. S. J., 1986. Quantitative models of the fallout and dispersal of tephra from volcanic eruption columns. *Bulletin of Volcanology*. 48,109-125

Carey, S., Sigurdsson, H., 1982. Influence of particle aggregation on deposition of distal tephra from the may 18, 1980 eruption of Mount St. Helens volcano. *Journal of Geophysical Research*. 87, 7061-7072.

Central Hidroeléctrica de Caldas- CHEC, 1983. Investigación Geotérmica Macizo Volcánico del Ruiz. Fase II. Etapa A. Manizales.1, 119 p.

Cepeda, H., Murcia, L. A., 1988. Mapa preliminar de amenaza volcánica potencial del Nevado del Tolima, Colombia, INGEOMINAS. 29, 3, 75p.

Cepeda, H., Murcia, L. A., Monsalve, M. L., Méndez, R. A. y Núñez, A., 1995. Volcán Cerro Machín, Departamento del Tolima, Colombia: Pasado, presente y futuro. INGEOMINAS, Popayán. 48 p.

Cepeda, H., Nuñez, A., Cardenas, C., Thomas, M., 1998. Informational and Educational Strategies of Machín Volcano, Colombia. *Cities On Volcanoes, International Meeting, Program and Abstracts*.

Cepeda, H., Cortés, G. P., Macías, J. L. , Méndez, R.A., Monsalve, M.L. , Rueda, H., Siebe, C., 1999. El Cerro Machín, un volcán holocénico explosivo en el centro de Colombia. IV reunión técnica de la comisión de geofísica, Departamento de Geodesia y Topografía - UNT, Tucumán- Argentina.

Cepeda, H., Muñoz F., Velásquez E., 1999. El volcán Cerro Machín la prevención de desastres y el ordenamiento territorial. INGEOMINAS. Santa fé de Bogotá. 22 p.

Condomines, M., Hemond, C., and Allègre, C. J., 1988. U-Th-Ra radioactive disequilibria and magmatic processes. *Earth Planetary. Science. Letters.* 90, 243-262.

Cortés, G. P., 2001. Lahares asociados a la actividad eruptiva del VCM, Colombia. *Memorias VIII Congreso Colombiano de Geología.* INGEOMINAS.

Davidson, J.P., Ferguson, K. M., Colucci, M.T., and Dungan, M. A., 1988. The origin and evolution of magmas from the San Pedro-Pellado Volcanic Complex, S. Chile: Multicomponent sources and open system evolution. *Contribution Mineralogy. Petrology.* 100, 429-445.

Devine, J.D. et al., 1998. Petrologic evidence for pre-eruptive pressure-temperature conditions, and recent reheating, of andesitic magma erupting at the Soufriere Hills Volcano, Montserrat, W.I. *Geophysical Research Letters.* 25, 36693672.

Dooley, T. y K McClay, 1997. Analogue modeling of pull-apart basins. *American Association of Petroleum Geologist.* 81(11), 1804-1826.

Droux, A., and Delaloye, M., 1996. Petrography and geochemistry of Plio-Quaternary calc-alkaline volcanoes of southwestern Colombia. *South American Sciences.* 9, 27-41.

Espinal, T. S., 1977. Zonas de vida o formaciones vegetales de Colombia. IGAC. Vol. XIII, No. 11, Bogotá, 238 p.

Espíndola, J. M., J. L. Macías, 2000. "Volcanic history of El Chichón Volcano (Chiapas, Mexico) during the Holocene, and its impact on human activity." *Bulletin of Volcanology.* 62, 90-104.

Fierstein, J., Nathenson, M., 1992, Another look at the calculation of fallout tephra volumes: *Bulletin of Volcanology.* 54, 156-167.

Fierstein, J., y Hildret, W., 1992. The plinian eruptions of 1912 at Novarupta, Katmai National Park, Alaska.: *Bulletin of Volcanology*. 54, 646-684.

Folk., R.L., Ward, W.C., 1957. Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters, *Journal of Sedimentary Petrology*. 27, 3-26.

Fisher, R. V. Y Schmincke, H. U., 1984. *Pyroclastic rocks*. Springer-Verlag, Berlin, 472 p.

Friedlaender, I.1927. Über einige Vulkane Columbiens. Teil II. *Zeitschr Vulkanologie*, X., 159 – 172.

García-Palomo, Macías J.L., y Espindola, J.M, 2004. Strike-slip faults and alkaline volcanism at El Chichón volcano, southeastern Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 136, 247-268.

Gill, J. B., 1981. *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer, Berlin, 390 p.

Gutscher, M-A., Malavielle, J., Lallemand, S., Collot J-Y., 1999. Tectonic segmentation of the North Andean margin : impact of the Carnegie Ridge collision, *Earth Planet Science Letters*. 168, 225-270.

Hurtado, B. Y Murcia, H., 2003. Depósito de flujo de escombros de Chicoral, Volcán Cerro Machín (Colombia). Tesis de Licenciatura. Universidad de Caldas.

IGPET Program, 1997. *Igneous petrology*. Version Feb. 1997, Terra softa inc. New Jersey.

Inman, L., 1952. Measures for describing the size distribution of sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*. 22,125-145.

Irvine T. N., and Baragar W. R. A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian. Journal of Earth Science*. 8, 523-548.

- James, D. E. and Murcia, A., 1984.** Crustal contamination in northern andean volcanics. Geological Society of London. 141, 823-831.
- Koyaguchi, T., 1993.** Volume estimation of tephra-fall deposits from the June 15, 1991, eruption of Mount Pinatubo by theoretical and geological methods. Fire and Mud: Erptions and lahars of Mount Pinatubo, Philipines.
- Kellogg, J.N., Dixon, T.H., Neilan, R.E., 1989.** CASA; Central and South America GPS geodesy. EOS, Trans. AGU 70, 649-651 655-656.
- Kroonenberg, S. B., Pichler, H., and Diederix, H., 1982.** Cenozoic alkalibasaltic to ultrabasic volcanism in the uppermost Magdalena valley, southern Huila department, Colombia. Geología Norandina. 5, 19-26.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., and Zanettin, R., 1986.** A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali – silica diagram. Journal of Petrology. 27, 745-750.
- Lescinsky, D. T., 1990.** Geology, volcanology, and petrology of Cerro Bravo, a young, dacitic, stratovolcano in west-central Colombia. Thesis master of science. A.B., Dartmouth College. 243 p.
- Macías, J. L., J. L. Arce, et al. 2003.** "A 550 years old Plinian eruption at El Chichón volcano, Chiapas, Mexico: Explosive volcanism linked to reheating of the magma reservoir." Journal of Volcanology and Geothermal Research. 108, B12.
- Major, J. J., Janda, R. J., and Daag, A.S., 1996.** Watershed disturbance and lahars on the east side of Mount Pinatubo during The mid-June 1991 eruptions. In Fire and Mud, eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines. Seattle and London.
- Marriner, G.F., and Millward, D., 1984.** The petrology and geochemistry of cretaceous to recent volcanism in Colombia: The magmatic history of an accretionary plate margin. Geological Society of London. 141, 473-486.

Meissner, R.O., Flueh, E.R., Stibane, F., Berg, E., 1976. Dynamics of the active plate boundary in southwest Colombia according to recent geophysical measurements. *Tectonophysics*. 35, 115-136.

Méndez, F., R.A., 1989. Catálogo de los volcanes activos en Colombia. INGEOMINAS. *Bol. Geol. Especial*. 30, 3, 1-75.

Méndez, R. A. y Tadeo, V. H., 1995. La erupción del volcán Nevado del Ruiz el primero de septiembre de 1989. Datos Geológicos y modelo de la erupción. INGEOMINAS. 35, 2-3, 20p.

Méndez, R. A., 1999. Modelo eruptivo del volcán Cerro Machín, flujos piroclásticos. INGEOMINAS, Informe interno, inédito. Manizales. 15 p.

Méndez, R. A., 2001. Informe sobre la Geología y Estratigrafía de Flujos Piroclásticos Asociados al VCM. INGEOMINAS, Informe interno, inédito. Manizales. 35 p.

Monsalve, M. L., y Pulgarín, B., 1993. Mapa preliminar de amenaza volcánica potencial del volcán Puracé. *Revista INGEOMINAS*, Bogotá. 2, 3-27.

Mosquera, D., Nuñez, A., Vesga, C.J., 1982. Mapa Geológico de la plancha 244-Ibagué. Escala 1:100.000. INGEOMINAS. Bogotá.

Murcia, A., Cepeda, H., 1991. Mapa geológico de la plancha 410- La Unión (Departamento de Nariño). Memoria explicativa. INGEOMINAS, Bogotá. Escala 1:100,000, 22 pp.

Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica. Acta*. 38, 757-773

Naranjo, S.J., Moreno, R.H., and Banks, N.G., 1993. La erupción del volcán Hudson en 1991(46°S), región XI, Aisén, Chile. *Boletín No. 44*. 50p.

Nelson, W. 1959. Contribution to the Geology of the Central and Western Cordillera of Colombia, in the section between Ibagué and Cali, *Leidse Geology Mededelingen, Deel 22* 1-75, Leiden.

Newhall, C. G. and S. Self, 1982. "The Volcanic Explosivity Index (VEI): An Estimate of Explosive Magnitude for Historical Volcanism." *Journal of Geophysical Research* 87: 1231-1238.

Núñez, T.A., 2001. Mapa geológico del departamento del Tolima. Escala 1:250,000 INGEOMINAS.

Pearce, J. A., and Norry, M. J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contribution of Mineral Petrology*. 69, 33-47.

Pennington, W., 1981. Subduction of the eastern Panamá basin and seismotectonics of northwestern south America. *Geophysical Research*. 86, 10753 – 10770.

PINILLA H, E., PINO A, D. H., 2002. Caracterización del depósito de flujo piroclástico en el sector de Los Tunjos, Municipio de Cajamarca (Tolima). Trabajo de grado. Universidad de Caldas, Manizales.

Rollinson, H. R., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical, NY. 352 p.

Rueda, H., 2000. Depósitos de caída piroclástica asociados a la actividad del Volcán Cerro Machín, Caracterización y evaluación de su amenaza potencial. Trabajo de Grado. Universidad de Caldas, Manizales.

Rueda H., Cepeda H., Macías J., Siebe, 2001. Volcán Cerro Machín, erupciones plinianas durante los últimos 5000 años. C.XVII asamblea General y Reuniones de Consulta del IPGH. Bogotá – Colombia. IX Reunión Técnica de la Comisión de Geofísica.

Rueda H., Cortés, G.P., Méndez, R.A., Cepeda H., Macias, J.L. y Siebe, C, 2002. Erupciones Plinianas Holocénicas del Volcán Cerro Machín, Colombia. III Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Puerto Vallarta Jalisco, México, Noviembre de 2002.

- Sakuyama, M., 1984.** Magma mixing and magma plumbing systems in island arcs. *Bulletin of Volcanology*. 47, 685-703.
- Schmincke, H., U., 2004.** *Volcanism*. Springer Verlag, Germany. 324 p.
- Sigurdsson, H., 2000.** *Enciclopedia of volcanoes*, Academic Press- London 1417 p.
- Snyder, D., 1997.** The mixing and mingling of magmas. *Endeavour*. 21(1).
- Sparks, R. S. J., 1986.** The dimensions and dynamics of volcanic eruption columns. *Bulletin of Volcanology*. 48. 3-15.
- Spence, R. S. J., A. Pomonis, et al. 1996.** Building damage caused by the Mount Pinatubo eruption of June 14-15, 1991 in: *Fire and Mud, eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines*. Seattle and London.
- Thorpe, R.S. (Ed.), 1982.** *Andesites: Orogenic andesites and related rocks*. Wiley, Chichester, 724 pp.
- Thouret, J.C., Cantagrel, J. M., Robin, C., Murcia, L. A., Salinas, R. y Cepeda, H., 1995.** Quaternary Eruptive History and Hazard - Zone Model at Nevado del Tolima and Cerro Machín Volcanoes, Colombia, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 66, 397-426.
- Vatin-Pérignon, N., Goemans, P., Oliver, R. A., Parra, P. E., 1990.** Evaluation of magmatic processes for the products of the Nevado del Ruiz volcano, Colombia from geochemical and petrological data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 41: 153-176.
- Walker, G. P. L., 1971.** Grain - Size characteristic of pyroclastic deposits. *Journal of Geology*. 79, 696- 714.
- Wilson, M., 1989.** *Igneous petrogenesis. A global tectonic approach*, Chapman and Hall. London. 466 p.

Wilson, M., 1976. Explosive volcanic Eruptions-III. Plinian eruption columns. *Geophysics Journal Royal Astronomy Society.* 45, 543-556.

Wilson, L., Sparks, R. S. J., Huang, T.C. and Watkins, N. D., 1978. *The Geophysical Research.* 83, B4. 1829-1836.

Wohletz, K. H., 1993. Programa para análisis granulométricos. SFT16 (Sequential Fragmentation/Transport). University of California.

Wohletz, K., H. y Sheridan, M., F., (1983). Hydrovolcanic eruptions II. Evolution of basaltic tuff rings and cones. *American Journal of Sciences.* 283, 385-413.

Wood, A., 1979. Variable veined sub-oceanic upper mantle-genetic significance for mid-ocean ridge basalts from geochemical evidence. *Geology.* 7, 499-503.