



**UNIVERSIDAD DE SONORA**  
**División de Ciencias Exactas y Naturales**  
**Departamento de Geología**

**COMPORTAMIENTO VOLCÁNICO-HIDROTHERMAL DEL SISTEMA MAAR-DIATREMA DEL CRÁTER EL ELEGANTE; CAMPO VOLCÁNICO EL PINACATE, SONORA, MÉXICO.**

**T E S I S**

**Que para obtener el grado de:**  
**MAESTRO EN CIENCIAS-GEOLOGÍA**

**Presenta:**  
**FACUNDO CÁZARES HERNÁNDEZ**

**Hermosillo, Sonora, Enero de 2013.**



# Universidad de Sonora

Repositorio Institucional UNISON



"El saber de mis hijos  
hará mi grandeza"



Excepto si se señala otra cosa, la licencia del ítem se describe como openAccess



"El saber de mis hijos  
hará mi grandeza"

# UNIVERSIDAD DE SONORA

---

Departamento de Geología  
División de Ciencias Exactas y Naturales

Hermosillo, Sonora, a 17 de octubre de 2012

**Dr. Rogelio Monreal Saavedra**  
Coordinador del Programa  
Maestría en Ciencias-Geología  
Departamento de Geología  
P r e s e n t e.-

Por este conducto y de la manera más atenta, me permito someter a su consideración, para su registro y aprobación el siguiente tema de tesis, intitulado:

**“COMPORTAMIENTO VOLCÁNICO-HIDROTHERMAL DEL SISTEMA  
MAAR-DIATREMA DEL CRÁTER EL ELEGANTE; CAMPO VOLCÁNICO  
EL PINACATE, SONORA, MÉXICO.”**

Esto es con el fin de que el alumno: **FACUNDO CÁZARES  
HERNÁNDEZ**, pueda presentar su examen, para la obtención de su título de  
Grado de la Maestría en Ciencias-Geología.

Sin otro en particular quedo de Usted.

A T E N T A M E N T E

---

**Dr. Francisco Abraham Paz Moreno**

Director de Tesis

C.c.p. Interesado  
C.c.p. Archivo

---

Campus Universitario, Edif. 3 C, Hermosillo, Sonora. C.P. 83000  
Tel. (662) 259-21-10, ext. 8110, Tel. Fax: (662) 259-21 11. Portal web: [www.geologia.uson.mx](http://www.geologia.uson.mx)



"El saber de mis hijos  
hará mi grandeza"

# UNIVERSIDAD DE SONORA

Departamento de Geología  
División de Ciencias Exactas y Naturales

Hermosillo, Sonora a 17 de octubre de 2012

**Dr. Francisco Abraham Paz Moreno**  
Director de Tesis

Por este conducto le comunico que ha sido aprobado el tema de tesis propuesto por Usted, intitulado:

**"COMPORTAMIENTO VOLCÁNICO-HIDROTHERMAL DEL SISTEMA MAAR-DIATREMA DEL CRÁTER EL ELEGANTE; CAMPO VOLCÁNICO EL PINACATE, SONORA, MÉXICO"**

Esto es con el fin de que el alumno: **FACUNDO CÁZARES HERNÁNDEZ**, pueda presentar su examen profesional, para la obtención del título de Grado. Asimismo le comunico que han sido asignados los siguientes sinodales:

<b>Dr. Saúl Herrera Urbina</b>	<b>Presidente</b>
<b>Dr. Jesús Roberto Vidal Solano</b>	<b>Secretario</b>
<b>Dr. Rafael Del Río Salas</b>	<b>Vocal</b>
<b>Dr. Francisco Abraham Paz Moreno</b>	<b>Vocal</b>

Sin otro en particular quedo de Usted

Atentamente

**Dr. Rogelio Monreal Saavedra**  
Coordinador de Programa  
Maestría en Ciencias-Geología



EL SABER DE MIS HIJOS  
HARA MI GRANDEZA  
MAESTRIA EN CIENCIAS  
GEOLOGIA  
DEPTO. DE GEOLOGIA

C.c.p. Interesado  
C.c.p. Archivo



"El saber de mis hijos  
hará mi grandeza"

# UNIVERSIDAD DE SONORA

Departamento de Geología  
División de Ciencias Exactas y Naturales

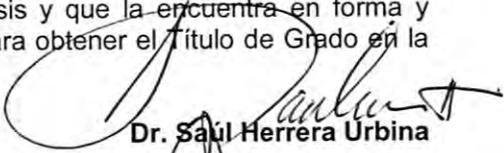
**NOMBRE DE LA TESIS:**

**"COMPORTAMIENTO VOLCÁNICO-HIDROTHERMAL DEL SISTEMA MAAR-DIATREMA DEL CRÁTER EL ELEGANTE; CAMPO VOLCÁNICO EL PINACATE, SONORA, MÉXICO"**

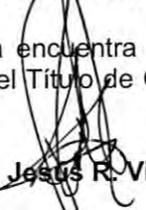
**NOMBRE DEL SUSTENTANTE:**

**FACUNDO CÁZARES HERNÁNDEZ**

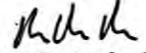
El que suscribe, certifica que ha revisado esta tesis y que la encuentra en forma y contenido adecuada, como requerimiento parcial para obtener el Título de Grado en la Universidad de Sonora.

  
**Dr. Saúl Herrera Urbina**

El que suscribe, certifica que ha revisado esta tesis y que la encuentra en forma y contenido adecuada, como requerimiento parcial para obtener el Título de Grado en la Universidad de Sonora.

  
**Dr. Jesús R. Vidal Solano**

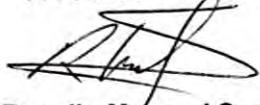
El que suscribe, certifica que ha revisado esta tesis y que la encuentra en forma y contenido adecuada, como requerimiento parcial para obtener el Título de Grado en la Universidad de Sonora.

  
**Dr. Rafael Del Río Salas**

El que suscribe, certifica que ha revisado esta tesis y que la encuentra en forma y contenido adecuada, como requerimiento parcial para obtener el Título de Grado en la Universidad de Sonora.

  
**Dr. Francisco A. Paz Moreno**

**Atentamente**

  
**Dr. Rogelio Monreal Saavedra**  
Coordinador de Programa  
Maestría en Ciencias-Geología

Campus Universitario, Edif. 3 C, Hermosillo, Sonora. C.P. 83000  
Tel. (662) 259-21-10, ext. 8110, Tel. Fax: (662) 259-21 11. Portal web: [www.geologia.uson.mx](http://www.geologia.uson.mx)



## CONTENIDO

Agradecimientos.....	x
Resumen.....	xi
Abstract.....	xiii

### SECCIÓN I: GENERALIDADES

<b>I.1</b>	<b>Introducción.....</b>	<b>2</b>
	I.1.1 Propósito del estudio.....	2
	I.1.2 Ubicación del área de estudio.....	3
	I.1.3 Investigaciones previas.....	5
<b>I.2</b>	<b>Aspectos teóricos sobre la interacción agua-magma.....</b>	<b>7</b>
	I.2.1 Procesos físicos de interacción.....	7
	I.2.2 Depósitos y estructuras volcánicas resultantes.....	9
<b>I.3</b>	<b>Contexto Geológico Regional.....</b>	<b>11</b>
	I.3.1 Contexto del volcanismo basáltico en Sonora.....	11
	I.3.2 Volcanismo Plioceno-Cuaternario (Pinacate).....	13
	I.3.3 Volcanismo Mioceno (pre-Pinacate).....	16
	I.3.4 Basamento cristalino ígneo-metamórfico.....	17
	I.3.5 Depósitos eólicos y aluviales.....	18

### SECCIÓN II: DEFINICIÓN DE UNIDADES (ESTRATIGRAFÍA) Y ANÁLISIS

<b>II.1</b>	<b>Definición de unidades.....</b>	<b>20</b>
<b>II.2</b>	<b>Secuencia pre-Elegante.....</b>	<b>20</b>
	II.2.1 Unidades efusivas.....	22
	II.2.2 Depósitos volcanoclásticos.....	25
	II.2.3 Unidades hipovolcánicas.....	26
	II.2.4 Discusión (secuencia pre-Elegante).....	27
<b>II.3</b>	<b>Secuencia Elegante.....</b>	<b>32</b>
	II.3.1 Actividad efusiva inicial.....	32
	II.3.1.1 Condiciones de cristalización.....	37
	II.3.2 Actividad explosiva (hidrovolcánica).....	40
	II.3.2.1 Depósitos exteriores.....	42
	II.3.2.1.a Secuencia Norte.....	42
	II.3.2.1.b Secuencia Sur.....	45
	II.3.2.1.c Análisis de facies.....	47
	II.3.2.1.d Depósitos intermedios y distales.....	53
	II.3.2.1.e Fragmentos juveniles.....	57
	II.3.2.2 Depósitos interiores.....	60
	II.3.2.2.a Unidad A.....	62

II.3.2.2.b	Unidad B.....	63
II.3.2.2.c	Unidad C.....	67
II.3.2.2.d	Fragmentos juveniles.....	69
II.3.2.2.e	Nódulos gabróticos.....	70
II.3.3	Geoquímica.....	78
II.3.3.1	Óxidos mayores y elementos traza.....	78
II.3.3.2	Correspondencia de variación mayores-traza.....	84
II.3.3.3	Estados de oxidación.....	86
II.3.4	Análisis paleolimnológico.....	90
II.3.4.1	Secuencia lacustre (litología y bioestratigrafía).....	90
II.3.4.2	Hidrotermalismo.....	96
II.3.4.2.a	Distribución y mineralogía.....	96
II.3.4.2.b	Trayectorias de precipitación autigénica.....	99
II.3.4.2.c	Isótopos de azufre $\delta^{34}\text{S}$ .....	105

### SECCIÓN III: DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

<b>III.1</b>	<b>Discusión y conclusiones.....</b>	<b>110</b>
III.1.1	De las condiciones magmáticas.....	110
III.1.2	De las condiciones hidrovolcánicas.....	113
III.1.3	De las condiciones lacustres-hidrotermales.....	118
<b>III.2</b>	<b>Conclusiones.....</b>	<b>119</b>
<b>III.3</b>	<b>Perspectivas.....</b>	<b>121</b>
<b>Bibliografía.....</b>		<b>122</b>
<b>Índice de Figuras.....</b>		<b>130</b>
<b>Índice de Láminas.....</b>		<b>133</b>
<b>Anexo I.....</b>		<b>135</b>
<b>Anexo II.....</b>		<b>136</b>
<b>Anexo III.....</b>		<b>137</b>
<b>Anexo IV.....</b>		<b>138</b>

CON ESPECIAL DEDICACION A  
VICTOR VARGAS GUTIERREZ

(1983-2012)

TÚ, MI GRAN AMIGO SIEMPRE PRESENTE

---

El consecutivo origen del *todo* observable, nos ha mostrado claramente que somos solo una simple consecuencia del tiempo, naturalmente causados y predeciblemente finitos, donde falta de control sobre nuestras consecuencias, como principio fundamental de evolución, permite que el tiempo mismo tome el control de nuestra entropía.

FCH

---

## **AGRADECIMIENTOS**

En primera instancia se agradece enormemente al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por la beca otorgada bajo el registro 208351, además de proveer financiamiento para el Proyecto 489100-5-35184-T (concluido), a cargo del Dr. Francisco A. Paz Moreno, del cual se obtuvieron los recursos económicos para la elaboración de este trabajo.

En términos académicos, este estudio fue apoyado logísticamente por diversas Instituciones: el Departamento de Geología de la Universidad de Sonora, que cubrió las estadías de trabajo de campo así como las estancias de trabajo fuera de la Universidad; el Departamento de Geociencias de la Universidad de Arizona, Tucson, Arizona; y el Centre de Recherche en Matière Condensée et Nanosciences de la Faculté des Sciences de la Université Aix-Marseille II (Luminy), Francia.

Este trabajo también se vio siempre beneficiado por la participación del Dr. Lucas Ochoa Landín y del Dr. Rafael del Río Salas, quienes facilitaron en gran manera datos analíticos y petrográficos, y quienes además estuvieron siempre aportando valiosos comentarios y sugerencias que ya forman parte de este trabajo. Particularmente quiero agradecer a todo el personal de la Reserva de la Biósfera El Pinacate y Gran Desierto de Altar, ya que siempre facilitaron el acceso y nos brindaron hospedaje y demás atenciones en las oficinas y campamento de la Reserva.

Quiero agradecer profundamente a mis padres y hermanos, que a pesar de las dificultades, siempre dejaron ver su infinita preocupación y ayuda que me han ofrecido durante toda mi vida. *A Dylan y Cristina, ya que engrandecieron extraordinariamente mi vida, y con amor y sencillez me han mantenido con los pies en la Tierra.*

Necesito agradecer por igual a Víctor, Paloma, Luis, Hugo, Abelardo, Rafa, Ajax y Campillo, sencillamente por ser más que amigos, por estar siempre presentes de forma incondicional y por haber sido parte de todo lo mejor de mi vida. Alejandra, con amor y sinceridad, siempre has estado muy presente en mí.

También quiero agradecer muy personal y profundamente a mi maestro y mentor Dr. Francisco Paz, por haberme apoyado en una innumerable cantidad de momentos difíciles y por tener siempre ese consejo que me hace redirigir mis argumentos, además quiero agradecerle por haber compartido incondicionalmente su conocimiento y experiencia y haberme proveído de las herramientas éticas y profesionales que me han ayudado a encontrarme y a ser un profesional eficiente.

Además quiero agradecer personalmente a Saúl Herrera y Jesús Vidal por su incondicional apoyo en muchas ocasiones, además de mostrar siempre que un maestro puede convertirse en un amigo, representando esa inspiración que motiva a estar siempre mejorando.

## RESUMEN

El Cráter El Elegante (CE) es un imponente centro hidrovolcánico (*maar*) localizado en la porción centro-Este del Campo Volcánico El Pinacate (CVP), NW Sonora. Formado por la mezcla explosiva que resultó del encuentro de magma ascendente con cuerpos o corrientes de agua subterránea, esta estructura volcánica y otras 12 de origen similar, pertenecen al período de volcanismo joven basáltico-hawaítico del CVP, en el que se producen una gran cantidad de conos monogenéticos-estrombolianos.

A partir del análisis estratigráfico y de facies de los depósitos, se logró definir que la estratigrafía volcánica del CE, denominada de aquí en adelante como Secuencia Elegante, consta de tres principales etapas eruptivas (nombradas de manera informal):

1. una *Actividad Efusiva Inicial* típicamente hawaiana, evidenciada por el emplazamiento de un derrame muy fluido posiblemente fisural, ligeramente porfírico con olivino esquelético y volumétricamente reducido y espacialmente constreñido, que descansa sobre una base estratigráfica que se compone por basaltos y tefra de la Secuencia pre-Elegante;
2. inmediatamente después de la actividad efusiva, inicia un episodio hidrovolcánico que se mantiene durante la mayor parte de la vida monogenética del CE y que emplaza los *Depósitos Exteriores*; en esta etapa se edifica el anillo de proyecciones de aproximadamente 40 metros de espesor, que constituye la morfología exterior del cráter;
3. una última etapa hidrovolcánica que produce los *Depósitos Interiores*, se caracteriza por producir depósitos similares a los exteriores pero con un mayor grado de palagonitización; se caracterizan por su abundancia de juveniles con núcleos gabróticos.

Considerando la hipótesis de trabajo, dos importantes líneas de evidencia se proponen para la evolución monogenética del CE: la presencia de la actividad efusiva inicial y la presencia de un *gap* de actividad volcánica que tuvo lugar antes del emplazamiento de los Depósitos Interiores (entre las etapas eruptivas 2 y 3). La gran similitud mineralógica y geoquímica que existe entre el derrame inicial y los fragmentos juveniles de los depósitos exteriores, muestran además una homogeneidad composicional entre estos dos productos, sugiriendo un emplazamiento simultáneo de un mismo líquido magmático pero asociados a estilos eruptivos diferentes. Aunque la actividad de rompimiento es evidentemente efusiva, las estructuras del derrame, la trama mineral y la presencia de bordes de calentamiento en el contacto con los depósitos piroclásticos, permiten interpretar que el agua estuvo siendo añadida al sistema desde el primer ascenso magmático, sin embargo, la ausencia de actividad explosiva puede relacionarse con rápidas tasas de ascenso magmático o con la geometría del conducto de ascenso.

La actividad hidrovolcánica que produjo los depósitos exteriores fue relativamente continua. Un análisis experimental de *intensidad de facies*, permitió identificar al menos tres grupos estratigráficos que se pueden relacionar a fluctuaciones en el cociente de interacción (agua/magma). Al término de este *continuum* eruptivo, se produce una disminución en la intensidad de las erupciones de tal forma que la actividad se restringe paulatinamente al interior del cráter hasta que se extingue por completo. La disminución de la actividad hidrovolcánica reduce el consumo de agua a niveles despreciables y permite el restablecimiento del nivel freático. Este restablecimiento desarrolla un lago interior, típico de sistemas *maar*-diatrema. Este *hiatus* de actividad volcánica permite la depositación de una secuencia carbonatada,

compuesta por sedimentos argílicos y conglomerados-brecha con una bioestratigrafía sencilla compuesta por ostrácodos, diatomeas y gasterópodos levógiros.

Se interpreta que durante la depositación de los sedimentos lacustres, el reservorio magmático somero funciona como fuente activa de calor, el magma comienza su desgasificación y mantiene en circulación los fluidos en el medio granular (que se interpreta como el sustrato de los derrames pre-Elegante), generando condiciones para desarrollar un sub-sistema geotermal/hidrotermal en el interior del cráter. El resultado es la precipitación de vetas de travertino, desarrollo de tubos de desgasificación, zonas de argilización pervasiva y la precipitación de mineralogía autigénica carbonatada y sulfatada (yeso) en los sedimentos lacustres. Datos de  $\delta S^{32}$  en los yesos comparadas con muestras de azufre nativo obtenidas del Cerro Tecolote (3.5 km al NE del CE) demuestran que la firma geoquímica del S es enteramente magmática, de tal forma que se estima que hay poca interacción de los fluidos con el sustrato o incluso no existen otras fuentes de azufre disponibles.

Un último ascenso de líquido magmático resulta en la renovación de la actividad hidrovulcánica. Este último episodio se asocia al emplazamiento de los depósitos interiores, encima de la secuencia lacustre. Los juveniles de estos depósitos se caracterizan por su fuerte palagonitización y por poseer núcleos de gabros acumulados. Estos depósitos representan la última actividad monogenética del CE. De acuerdo con los esquemas de clasificación de los depósitos de origen hidrovulcánico, los Depósitos Exteriores son conocidos como “depósitos secos”, comunes en cocientes agua/magma muy efectivos, mientras que los Depósitos Interiores son conocidos como “depósitos húmedos”, debidos a una menos efectiva transferencia de calor a los cuerpos de agua durante el fenómeno de interacción; esta es una razón por la cual estos depósitos carecen de energía explosiva y de transporte, restringiéndose al interior del CE.

En relación a la geoquímica, una de las principales características de los fragmentos juveniles es su estado de oxidación, ya que el cociente  $Fe_2O_3/FeO$  resultó ser un parámetro que se modifica fácilmente durante el proceso de interacción agua/magma, de tal forma que puede llegar a ser un parámetro significativo en la identificación indirecta de la intensidad de la interacción agua/magma. Por último, es propuesto un modelo genético funcional para la evolución y crecimiento de sistemas maar-diatrema que puede ser aplicado a otros sistemas similares en el mundo.

## ABSTRACT

The Crater El Elegante (CE) is an impressive maar volcano located in the central-East portion of the Pinacate Volcanic Field (PVF), NW Sonora. This volcano was constructed by hydrovolcanic explosions resulted by the effective mixture between ascending magmas and water bodies (mainly groundwater). Thus, CE belongs to the most recent basaltic-hawaiitic episode of the PVF, which produced a huge quantity of monogenetic cinder cones erupted with strombolian activity.

A stratigraphic analysis and facies determination over its deposits were done. This analysis was used to determine the volcanic stratigraphy of the CE, hereafter named as Elegante Sequence, and was useful to establish three main eruptive stages:

1. An *Initial Effusive Activity* (hawaiian activity) in which was erupted through a fissure, small-volume basalt flow. This unit is slightly porphyritic with abundant skeletal olivine, and is covering basalts and tephra that belongs to the older pre-Elegante eruptive centers;
2. Immediately (and almost simultaneously) after this effusive activity, began an hydrovolcanic stage sustained during most of the crater's monogenetic life and produces the *Exterior Deposits*; during this volcanic stage was erupted the 40 meters thick rim deposits (pyroclastic surge deposits), which forms the external morphology to the crater;
3. A hydrovolcanic episode that emplaced the *Interior Deposits* at the bottom of the crater, it represents the last activity; these deposits are very similar to Exterior Deposits, however they undergoes a major degree of induration. An interesting characteristic of these pyroclastic deposits is the presence of cumulate-textured gabbroic nodules carried on the juvenile fragments.

Based on the hypothesis of this work, two important lines of evidence are proposed for the monogenetic evolution of the CE: the presence of an initial effusive activity, and the absence of volcanic activity between the eruptive stages 2 and 3. A very strong mineralogical and geochemical similitude between the initial basalt flow and the juvenile fragments of the Exterior Deposits was recognized; this also defines a compositional homogeneity, suggesting a simultaneous emplacement of the same magmatic liquid but associated to different eruptive styles. Although the first magma batches produces an effusive activity, is possible to interpret that the water source was always being added to the system, considering the depositional structures of the flow and the baked halos of the Exterior Deposits where contacts this basal flow, however, the absence of hydrovolcanic activity could be related to high ascent rates of magma and/or to the geometry of the magmatic conduit.

The hydrovolcanic activity associated with the Exterior Deposits was strongly continuous. An experimental analysis of determination of *facies intensity* in these deposits permits to identify at least three stratigraphic groups that could be related to fluctuations in the water/magma ratio. At the end of this activity, a decreasing hydrovolcanic activity gradually restricts the pyroclastic deposition to the inner parts of the CE, until it completely ceases. This decreasing bring less water consumption and permits restoration of the water table. At this stage, a crater lake is developed inside the CE, happening what is typical of maar-diatreme systems. This *hiatus* in volcanic activity gives place to the deposition of non-

rhythmic carbonate lacustrine sediments with a well-defined biostratigraphy including diatoms, ostracods and gastropods.

It is interpreted that during deposition of the lake sediments, a still molten and shallow magma body works as an active source of heat, then began a moderate degassing and keep fluids in circulation beneath the crater, highly enough to develop a geothermal/hydrothermal sub-system inside the crater. Travertine veins, chimney-like degassing tubes, pervasive argilization and precipitation of authigenic carbonate and sulphate mineralogy in the lake sediments are the main features of this hydrothermal system.  $\delta S^{32}$  data in authigenic gypsum with native sulphur samples from Cerro Tecolote (3.5 km NW of CE), shows geochemical signatures that match with source entirely magmatic of sulphur, so that helps to estimate a little or no interaction of the fluids with the substratum, or even there are no another sulphur sources.

A renewed magma ascent brings a last hydrovolcanic activity; this stage is associated with the emplacement of Inner Deposits above the lacustrine sediments. Juvenile fragments from this surge deposits are characterized by its strong palagonitization that give it a high degree of induration, and also for contain abundant amounts of cumulate-textured gabbroic nodules. According with surge deposits classification, Exterior Deposits are known as “dry surge” deposits more common produced in more effective water/magma interaction ratios, while the Interior Deposits are known as “wet surge” deposits, due to a less effective heat transfer to the water bodies, this is a reason why these deposits are lack of high transport-deposition energy and are restricted to the interior of the CE.

In relation to the geochemistry of the lavas and juvenile fragments, was founded that the oxidation state of lavas is modified during the water/magma interaction, and the  $Fe_2O_3/FeO$  could be a very sensitive geochemical parameter to identify indirectly the intensity of water/magma interaction phenomena. A worldwide genetic eruptive-growth model for maar-diatreme volcanoes is proposed.



## **SECCIÓN I: GENERALIDADES**

## SECCIÓN I: GENERALIDADES

### I.1 INTRODUCCIÓN

El volcanismo de edad Plioceno-Cuaternario presente en el Campo Volcánico El Pinacate (CVP), NW de Sonora, provee uno de los registros más completos de magmatismo intraplaca continental del noroeste de México (Figuras I.1 y I.4) ya que se compone por una *suite* magmática que se diferencia desde basaltos hasta traquitas. Con esto como base, la estratigrafía volcánica del CVP permite definir dos principales etapas eruptivas (Lynch, 1981a; Donnelly, 1974; Paz-Moreno et al., 2004):

1. un volcanismo poligenético que edifica al volcán-escudo Santa Clara, evolucionado desde basaltos hasta traquitas y que da lugar a la parte central del CVP (Figura I.5), y
2. un volcanismo monogenético, basáltico, típicamente estromboliano, más joven y composicionalmente restringido (basaltos y hawaitas) que genera más de un centenar de conos escoriáceos y flujos de lava dispersos en un área aproximada de 1,350 km<sup>2</sup>.

Asociados a esta última etapa monogenética y particularmente en la actividad más reciente, ocurren conos de tobas, anillos de tobas y cráteres tipo maar (*sensu stricto*) que muestran la presencia de episodios de actividad hidrovulcánica. Todas estas estructuras tienen diferencias morfológicas entre sí, ya que cada una de ellas estuvo sujeta a diversas formas de interacción agua-magma durante el encuentro de los magmas ascendentes con cuerpos de agua superficial o subterránea (Wohletz, 1986). Sin embargo, a pesar de que el fenómeno de interacción agua-magma es el proceso determinante, la variación morfológica también depende de otros parámetros locales y particulares que ocurren en cada cráter, tales como el tipo de basamento y su situación estructural, tipo de agua involucrada, volúmenes magmáticos, topografía pre-eruptiva, entre otros (Sohn, 1996).

#### I.1.1 Propósito del estudio

Hasta la fecha han sido identificadas 13 estructuras hidrovulcánicas dentro del CVP (Figuras I.5 y I.6) y solo existen algunos cuantos trabajos que abordan estas estructuras volcánicas que consideran los conceptos más actualizados de hidrovulcanismo (Wohletz & Sheridan, 1975, 1979, 1983; Wohletz, 1983; Gutmann, 2002; Paz-Moreno et al., 2003a; Martin & Németh, 2004; Cázares-Hernández, 2006). Puesto que estos estudios se han enfocado en caracterizar únicamente al Cráter El Elegante (CE) y al Cerro Colorado (CC), todavía permanece abierto un gran potencial de estudio que puede generar datos relevantes en el entendimiento del hidrovulcanismo presente en el CVP, e incluso se pueden lograr aportes a la interpretación general de los procesos hidrovulcánicos, si consideramos los avances logrados en la literatura actual.

Durante un trabajo preliminar (Cázares-Hernández, 2006), se reportó evidencia estratigráfica y mineralógica que hace referencia a procesos poco señalados en sistemas maar-diatrema (Lorenz, 1986, 1987, 2007; Lorenz & Kurszlauskis, 2007), de tal forma que continuar su documentación, caracterización e interpretación, representan el principal interés de aporte en este estudio.

Ya que esta nueva evidencia parece tener estrecha relación con el comportamiento magmático-monogenético del CVP, se adoptó una **hipótesis de trabajo** en la cual se considera que *las variaciones litológicas y estratigráficas de los depósitos hidrovulcánicos se relacionan directamente con las variaciones en el comportamiento del sistema magmático-monogenético del CE*. Además, se considera también que *el fenómeno de interacción agua-magma afecta las trayectorias de enfriamiento-cristalización del magma y/o lava, y que estas modificaciones pueden dar lugar a la generación de sub-procesos que forman parte esencial en los procesos de formación de sistemas maar-diatrema*. Se estima que la determinación de estos sub-procesos ayudaría a establecer criterios importantes en el reconocimiento de hidrovulcanismo en secuencias antiguas y/o poco preservadas.

Con este planteamiento, se pretende vincular temas de trabajo que han sido poco asociados en otros estudios similares, por esta razón, es necesario un mayor y mucho más detallado análisis estratigráfico y mineralógico que ayude a explicar la completa evolución del CE y/o las diferentes etapas que requirió para obtener su actual configuración. También es necesario un análisis petrográfico más detallado y una discusión geoquímica que proporcione los argumentos necesarios que permitan explicar la correspondencia magmática-hidrovulcánica planteada en esta hipótesis.

Por otro lado, otro de los motivos de estudiar sistemas maar-diatrema ha sido estimulado por el interés económico que representa (Sillitoe et al., 1984; Sillitoe et al., 1985), al riesgo volcánico asociado (Lorenz, 2007), a la importancia como fenómeno trazador de condiciones paleohidrológicas (Carrasco-Núñez, et al., 2007), además de muchas otras líneas de investigación, aunque generalmente cada temática se aborda por separado.

### **1.1.2 Ubicación del área de estudio**

El Campo Volcánico El Pinacate se localiza en la terminación Norte del Golfo de California, al NW del Estado de Sonora, y sus límites aproximados están dados por las coordenadas: 31.25°, 32.15° latitud Norte; 113.15°, 113.40° longitud Oeste (Figura I.1). El CVP yace dentro del Gran Desierto de Altar, junto con el cual es protegido por la Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas (CONANP) desde su decreto como Reserva de la Biosfera en 1993. El Cráter El Elegante, con 1.6 km de diámetro y 254 metros de profundidad, se localiza en la porción centro-Este del CVP. El área de estudio se limita por las coordenadas UTM: [3,523,000] a [3,528,000] Norte, y [271,500] a [276,500], y corresponde al área de influencia de las unidades que tienen alguna relación espacial o de ocurrencia con el CE.



Figura I.1. Mapa de localización del Campo Volcánico El Pinacate (CVP) y ubicación del Cráter El Elegante dentro del CVP. El CVP tiene un área aproximada de 1350 km<sup>2</sup> y cerca del 5% se encuentra en Arizona, E.U.A.

### I.1.3 Investigaciones previas

Los primeros trabajos geológicos fueron realizados por [Bonillas \(1910\)](#) quién analizó cristales de labradorita y evidenció una particular coloración amarillenta en la mayoría de los cristales, determinando que se debe a un alto contenido de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  de hasta 2.71 % en peso. Los primeros trabajos geológicos regionales en el CVP fueron plasmados en la tesis doctoral de [Gutmann \(1972\)](#), quién provee una muy completa descripción petrográfica y geoquímica de las unidades expuestas en las paredes internas del CE, y provee una muy precisa descripción de las tobas palagoníticas que forman el anillo de proyecciones. A partir de este trabajo, Gutmann efectuó otros trabajos describiendo características mineralógicas y geoquímicas de las lavas, determinó la presencia de ciclos eruptivos que rigen a gran parte de los conos monogenéticos escoriáceos, así como muchos otros trabajos enfocados a resolver problemas mineralógicos y geocronológicos ([Gutmann, 1972, 1974, 1976, 1977, 1979, 1986, 2002; Gutmann & Martin, 1976; Gutmann & Sheridan, 1978; Lutz & Gutmann, 1995; Gutmann & Turrin, 2006; Gutmann et al., 2000; Lynch & Gutmann, 1987](#)).

Posteriormente, [Donnelly \(1974\)](#) efectuó su trabajo doctoral con el primer estudio petrogenético del CVP. En su trabajo realizó un inventario de las estructuras volcánicas y las separó geoméricamente en centros eruptivos, además realizó un exhaustivo análisis mineralógico, petrográfico y geoquímico de las unidades lávicas y piroclásticas, así como de sus productos de alteración meteórica. Contribuyó a las interpretaciones petrológicas, petrogenéticas e implicaciones tectónicas de este volcanismo, concluyendo que las unidades basálticas-hawaíticas del episodio monogenético poseen una gran similitud geoquímica y **no es posible** encontrar diferencias significativas con el uso de diagramas de variación de óxidos mayores.

Complementando fuertemente el trabajo de Donnelly, [Lynch \(1981a\)](#) en su tesis doctoral y [Lynch \(1978, 1981b, 1981c, 1982\)](#) realiza una detallada caracterización geoquímica y geocronológica del campo volcánico haciendo énfasis en la serie de *basaltos a traquitas* que conforma al volcanismo poligenético del volcán Santa Clara. Determina que su evolución se llevó a cabo por una típica cristalización fraccional a partir de un magma primario de composición basáltica; genera los primeros datos isotópicos del CVP y determina los parámetros petrológicos y petrogenéticos involucrados en la génesis magmática del volcán compuesto Santa Clara. Posteriormente [Lynch et al. \(1993\)](#) investigan las relaciones isotópicas entre la serie basáltica, la serie traquítica y algunos nódulos ultramáficos de evidente origen mantélico encontrados en sus lavas, interpretando una fuente predominantemente astenosférica para ambos polos composicionales.

Posteriormente a estos estudios, se han producido una serie de trabajos enfocados en detallar aspectos petrogenéticos del CVP. [Paz-Moreno et al. \(2000\)](#) realizan un completo estudio mineralógico y geoquímico (roca total y microanálisis mineral) y pone en evidencia una homogeneidad composicional en todos los productos del volcán El Prix, un cono monogenético ubicado al norte del CVP. [Paz-Moreno](#)

et al. (2004) aporta nuevas edades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  (entre 0.78 y 1.10 Ma), datos geoquímicos y de química mineral que abarcan todo el espectro composicional del CVP, evidenciando la cristalización fraccionada como mecanismo principal en su evolución magmática, afirmando además que sus firmas geoquímicas (óxidos mayores y trazas) son típicas de un magmatismo alcalino intraplaca. Chernov et al. (2006) realiza un trabajo misceláneo, caracterizando las propiedades termoluminiscentes naturales y estimuladas en cristales de plagioclasas contenidos en los flujos de lava de los volcanes El Mayo y El Prix.

Concerniente a las dos principales estructuras hidrovulcánicas (CE y CC, considerando su atractivo popular), han sido desarrollados una serie de trabajos que se han enfocado en detallar las características de ocurrencia, emplazamiento, geoquímica, edad y génesis. Ives (1956), estima la edad del Cerro Colorado en base a hallazgos arqueológicos y rastros de erupciones históricas; Jahns (1959), describe sistemáticamente las unidades expuestas debajo y encima de las “*depressiones de colapso*” presentes en el CVP y realiza las primeras descripciones breves de las unidades piroclásticas depositadas en sus bordes; Damon et al. (1963), registra dos edades de  $^{14}\text{C}$  en travertinos encontrados en el interior del Cráter El Elegante; Wohletz & Sheridan (1979, 1983), realizan una caracterización estratigráfica estadística basada en la distribución de las distintas estratoformas, contribuyendo a las interpretaciones de los mecanismos eruptivos en maares, anillos y conos de tobas de diferentes ambientes geológicos.

Posteriormente, Paz-Moreno et al. (2003a), pone en evidencia dos fases hidrovulcánicas en la edificación del Cerro Colorado y provee los primeros datos geoquímicos de sus fragmentos lávicos juveniles; Martin & Németh (2004), hacen una comparación entre el Cráter El Elegante y Cerro Colorado, y muestran algunas de sus diferencias básicas relacionadas con su forma de emplazamiento. Cázares-Hernández et al. (2006), proporciona los primeros datos geoquímicos de las lavas asociadas al CE; Gutmann & Turrin (2006) proporcionan la primer edad asociada directamente al CE; Cázares-Hernández & Vidal-Solano (2007), realizan una determinación granulométrica mediante el análisis de imágenes digitales sobre las principales facies de depositación de las tobas que forman el anillo de proyecciones del CE, mostrando diferencias importantes en las formas de las partículas contenidas en las distintas litofacies. Kunze (2006) realiza la compilación en un SIG con datos cartográficos y geoquímicos de las bases de datos disponibles para el CVP.

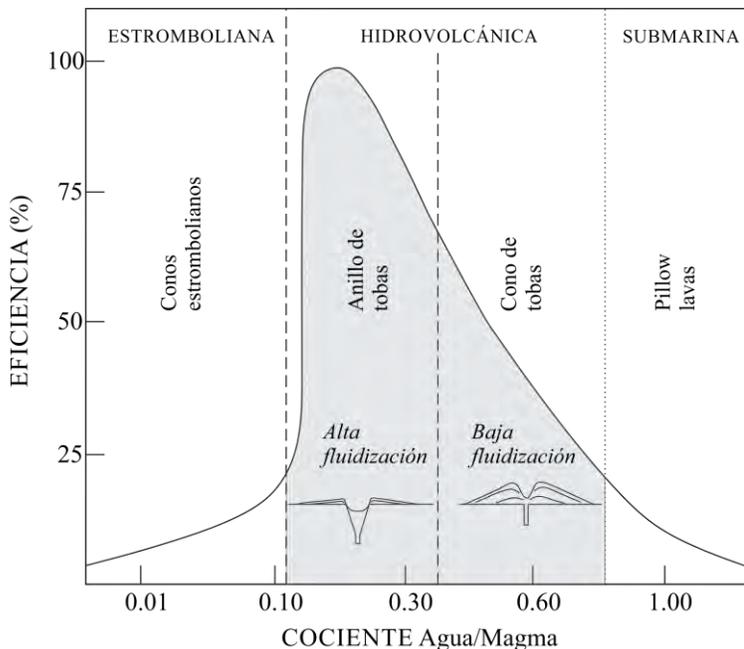
Con el fin de mantener enfocada nuestra hipótesis de trabajo, los trabajos previos representan gran parte del *background* geológico considerado en la discusión y análisis de los datos producidos, los cuales proporcionan la base petrológica, volcanológica, geoquímica y mineralógica de las interpretaciones que resultaron de este estudio.

## I.2 ASPECTOS TEÓRICOS SOBRE LA INTERACCIÓN AGUA-MAGMA

### I.2.1 Procesos físicos de interacción

El hidrovulcanismo o hidromagmatismo es una variante de volcanismo explosivo que ocurre durante la interacción de magmas ascendentes con cuerpos de agua subterránea (acuíferos y corrientes subterráneas) o superficial (marina, litoral, lagunar, glaciario, etc.; Lorenz, 1970, 1973; Heiken, 1971; Waters & Fisher, 1971; Kokelaar, 1986). Este fenómeno de mezcla de agua y magma es tan amplio que prácticamente existe un rango continuo de actividad que varía desde enteramente magmática hasta volcanismo submarino e incluso subglaciario (Figura I.2; Sheridan & Wohletz, 1981). Los edificios volcánicos resultantes son conos de tobas, anillos de tobas y maares (*sensu stricto*), y aunque generalmente se asocian a magmatismo basáltico monogenético (Cas & Wright, 1987) también se han reportado fases o etapas hidrovulcánicas tanto en volcanismo poligenético como en domos ácidos, demostrando que el fenómeno no se encuentra restringido a volúmenes y/o composiciones magmáticas específicas (Valentine, 1993; Self & Sparks, 1978; Heiken & Wohletz, 1987).

Existen una serie de parámetros que controlan la ocurrencia del hidrovulcanismo, sin embargo, el cociente agua/magma es considerado el más determinante. En algunos trabajos experimentales se ha logrado establecer que este cociente necesita oscilar aproximadamente entre 0.1 y 0.8 para lograr una mezcla agua-magma que sea efectiva (Sheridan & Wohletz, 1983; Wohletz & McQueen, 1984; Wohletz, 1983, 1986; Figura I.2). Sin embargo, también existen otros parámetros físicos que tienen influencia en el desarrollo de las erupciones, tales como la temperatura del magma, el tipo de agua involucrada y litología hospedante (Sohn, 1996), además de otros parámetros que varían durante el transcurso de las erupciones, tales como la profundización del foco de explosión, disminución progresiva de la



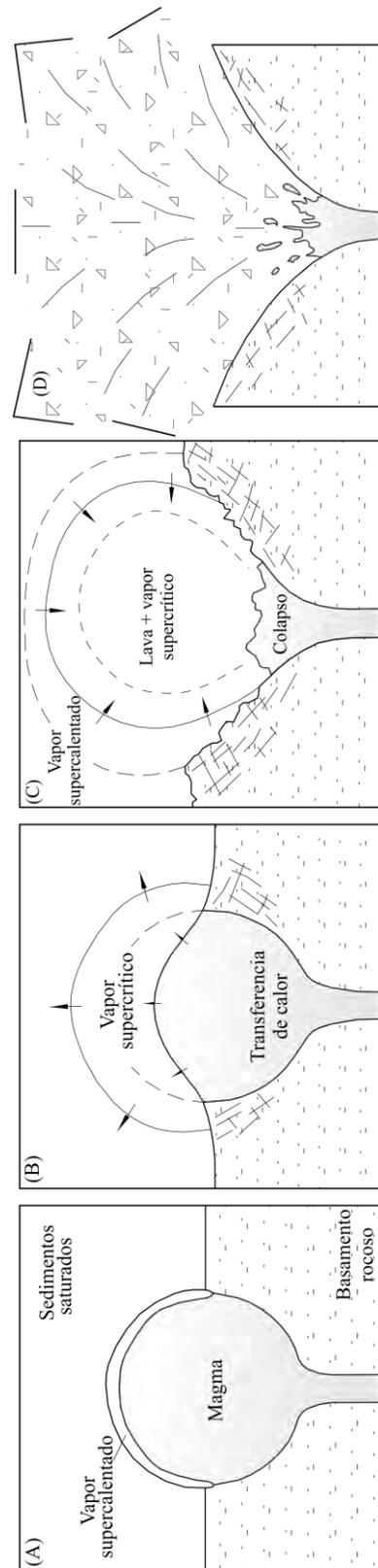
competencia de la roca hospedante, entre otras. La complejidad final del sistema radica en el hecho de que estos parámetros se comportan de manera interdependiente.

Figura I.2. Cocientes agua/magma versus eficiencia energética de las erupciones hidrovulcánicas; los grados de fluidización están relacionados con la efectividad de la mezcla (modificado de: Wohletz & McQueen, 1984), donde puede observarse el área sombreada como el campo de ocurrencia de actividad hidrovulcánica.

Para definir todos estos aspectos han surgido dos principales líneas de investigación: una basada en la observación de los fenómenos, descripción de sus productos e interpretación de los procesos de interacción (Ollier, 1967; Moore, 1967; Baudry & Camus, 1970; Lorenz, 1970, 1973, 1974, 1975, 1987; Waters & Fisher, 1971; Heiken, 1971; Sheridan, 1971; Schmincke et al., 1973; Crowe & Fisher, 1973; Fisher, 1977, 1979; White, 1991; Kokelaar, 1986; Houghton & Smith, 1993; Vazquez & Ort, 2006; Sohn & Park, 2005; Freda et al., 2006), y otra basada en la reproducción, análisis experimental y cuantificación del fenómeno eruptivo (Wohletz & Sheridan, 1979; Wohletz & Krinsley, 1982; Wohletz, 1983, 1986, 1998, 2002; Sheridan & Wohletz, 1983; McCallum, 1985; Wohletz & McQueen, 1984; Büttner et al., 1999; Kurszlaukis et al., 1998; Dellino & La Volpe, 2000; Zimanowsky et al., 1991; Zimanowsky & Büttner, 2002; Raue, 2004; Starostin et al., 2005). Ambas líneas de investigación han logrado demostrar que gran parte del fenómeno de interacción se lleva a cabo justo en la interfaz de contacto agua/magma de la siguiente manera:

1. inmediatamente después del contacto inicial el agua absorbe el calor magmático, y es desarrollada una rápida vaporización del agua por sobrecalentamiento (Figura I.3-A);
2. la expansión del vapor de agua genera un aumento en la presión interna, de tal forma que la temperatura del sistema es elevada hasta convertir el agua en un fluido supercrítico (Figura I.3-B);
3. si la presión no es liberada en forma de erupciones, el sistema se vuelve inestable y colapsa, provocando fragmentación de la zona de contacto (tanto del magma como de la roca o sedimento hospedante; Figura I.3-C);
4. posteriormente se generan nuevas superficies de contacto que aumentan aún más la efectividad de la transferencia de calor, renovando la expansión y el aumento de la presión interna;
5. este comportamiento se vuelve cíclico hasta que es superada la presión litostática, generando erupciones (Figura I.3-D);

Figura I.3. Concepción teórica idealizada del fenómeno de interacción agua-magma (modificado de: Wohletz & Heiken, 1992) durante el encuentro de magma con sedimentos húmedos o saturados; A: contacto inicial, formación de vapor sobrecalentado; B: aumento de la presión interna; C: liberación parcial de la presión y colapso; D: liberación de la energía del sistema sobrepasando la presión litostática.



Durante las erupciones se libera una gran cantidad de energía mecánica, la cual es distribuida al medio circundante y aplicada en la fragmentación de la roca hospedante, excavación del cráter, transporte de los productos piroclásticos y ondas de impacto (*blast waves*; Wohletz & Heiken, 1992; McPhie et al., 1993; Wohletz, 1983; Kokelaar, 1986). Físicamente, el fenómeno puede compararse con lo que sucede en el interior de una olla de presión, donde la excesiva presión interna provoca un aumento de la temperatura de ebullición del agua pero al mismo tiempo no permite que el agua hierva. Esta analogía da una idea estimada de que el sistema geotermal generado puede ser muy eficiente en fragmentar y alterar el medio rocoso hospedante.

### **I.2.2 Depósitos y estructuras volcánicas resultantes**

Una vez que es liberada la presión interna en forma de erupciones, la intensa fragmentación del medio, la gran cantidad de agua involucrada y la gran energía liberada, dan lugar a una columna eruptiva fluidizada<sup>1</sup> y cargada de partículas que eventualmente colapsa dada su alta densidad. Aunque el principal medio de transporte es agua vaporizada, pueden producirse dos principales tipos de flujos considerando su constitución física (Kokelaar, 1986; Kneller & Branney, 1995; Wohletz, 1998; Büttner et al., 1999; Branney & Kokelaar, 2002):

1. flujos completamente diluidos (altamente fluidizados o *wet surge*), donde la fase fluida está presente en una gran proporción y cercana a la condensación, de tal forma que el agua no se pierde durante el transporte; produce depósitos de gran consolidación y generalmente masivos,
2. flujos parcialmente diluidos (poco fluidizados o *dry surge*), donde la fase fluida ocurre en baja proporción y supercalentada, de tal forma que se expande durante el transporte y se pierde; genera depósitos finamente estratificados y de poca consolidación.

Aunque tener en cuenta esta clasificación genética es importante para adquirir una noción de la dinámica de transporte de los flujos, la base de la interpretación se encuentra en la descripción detallada de los depósitos. La clasificación general de los depósitos considera básicamente su estructura y textura, esto es, su estratoforma y granulometría. En términos generales, se han determinado tres tipos de estratoformas principales: ondulante, masiva y planar. Cada estratoforma posee un rango granulométrico definido y estructuras de depositación particulares (Heiken, 1971; Sheridan, 1971; Walker, 1971), que generalmente han sido asociadas a determinadas velocidades de transporte y grados de fluidización (Wohletz, 1998; Branney & Kokelaar, 2002; Taddeucci & Palladino, 2002; Tabla I.1).

Los depósitos hidrovulcánicos se componen por miles de estratos individuales que pueden variar fuertemente de espesor y granulometría en distancias muy cortas, haciendo sea difícil establecer una

---

<sup>1</sup>*Sistema fluidizado*: partículas suspendidas en un fluido en movimiento (líquido o gas) de tal forma que la fuerza de fricción entre las partículas y el fluido contrarresta el peso de las partículas y todo el sistema se comporta como un solo fluido. No es relativo al contenido total de agua líquida en un medio poroso (McCallum, 1985).

continuidad lateral y vertical. Además, son muy comunes las superficies de erosión-depositación asociadas a una misma erupción, eliminando el registro estratigráfico subyacente y complicando aún más las relaciones estratigráficas.

Tabla I.1. Propiedades granulométricas y estructuras de depositación principales en depósitos hidrovolcánicos. Tomada de: Wohletz & Heiken (1992).

<i>Caída Libre</i>	<i>Ondulante</i>	<i>Masiva</i>	<i>Planar</i>
<ul style="list-style-type: none"> <li>○ Gradación normal</li> <li>○ Fragmentos angulosos</li> <li>○ Clasificación buena a moderada</li> <li>○ Estructuras internas generalmente bien definidas</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>○ Estructuras principalmente laminares o estratos delgados</li> <li>○ Tamaño de grano promedio: <math>2\Phi</math></li> <li>○ Laminación cruzada</li> <li>○ Abundantes laminaciones</li> <li>○ Estructuras de dunas y antidunas</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>○ Estructura débil a inexistente</li> <li>○ Tamaño de grano promedio: <math>0\Phi</math> a <math>2\Phi</math></li> <li>○ Pobre clasificación</li> <li>○ Estratificación media a gruesa</li> <li>○ Bloques en la base</li> <li>○ Fracturas de contracción</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>○ Estratificación paralela</li> <li>○ Tamaño de grano promedio: <math>0\Phi</math> a <math>3\Phi</math></li> <li>○ Estratos con promedio de 2 cm de espesor</li> <li>○ Amplias ondulaciones</li> <li>○ Ligera gradación inversa</li> </ul>

Es por esto que generalmente se utiliza el concepto de *facies* para la descripción de unidades de origen hidrovolcánico (Fisher, 1979; Lajoie, et al., 1992; Sohn, 1996; Allen, et al., 1996), cuya principal finalidad es agrupar niveles con propiedades físicas similares y estimar una mejor delimitación de unidades eruptivas. Aunque se sabe de antemano que los resultados que arroja la determinación de facies no corresponden directamente con eventos eruptivos individuales, esta forma de trabajo ha mostrado ser muy útil en la descripción de los depósitos (Allen, et al., 1996).

Resulta claro que los procesos de interacción agua-magma determinan en gran medida la constitución física de los depósitos, sin embargo, una vez que la columna eruptiva entra en contacto con la atmósfera, el vapor de agua condensa, y en ese momento se involucran otras variables que determinan la cinética de los flujos y que controlan la distribución granulométrica de los depósitos. De esta forma, si suponemos un límite teórico en el cual el inicio del transporte y la depositación de los flujos se considere como un *estado cero* ( $t_0$ ), la determinación de las propiedades físicas de los flujos desde ese momento ( $t_0$ ) hasta su depositación final ( $t_f$ ) ha sido el interés principal de los estudios reportados en la literatura (*opus citatum*), dada su relevancia en la comprensión de los procesos precursores o iniciales ( $t_{0i}$ ).

De esta forma, las estructuras primarias, la composición de los depósitos, las variaciones en la granulometría y en las estructuras de depositación, la geometría tridimensional de los depósitos, y la morfología de los aparatos o estructuras volcánicas asociadas, proporcionan las únicas evidencias de campo.

El CE cuenta con elementos estratigráficos y mineralógicos que permiten estudiarlo bajo estos conceptos teóricos, así que para cumplir con la meta planteada en la hipótesis de trabajo (página 5), se caracterizó con gran detalle toda la evidencia estratigráfica y mineral encontrada, y el resultado de este análisis está contenido en la Segunda Parte del presente estudio (página 21).

## I.3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

### I.3.1 Contexto del volcanismo basáltico en Sonora

El volcanismo basáltico que ocurre dentro del Estado aflora en secuencias que representan episodios petrogenéticos de distinta naturaleza tectónica y que proveen un registro volcánico casi continuo durante hace casi 30 Ma. Éstos se relacionan principalmente a tres eventos geodinámicos de distintas edades:

1. un volcanismo Paleógeno (Oligoceno) constituido principalmente por espesas secuencias de basaltos y andesitas basálticas orogénicas (firmas calcoalcalinas) pertenecientes al volcanismo bimodal del Supergrupo Volcánico Superior de la Sierra Madre Occidental (SMO; McDowell & Clabaugh, 1979), de tal forma que están asociados directamente a una subducción entonces activa; está presente en los dominios fisiográficos de la SMO;
2. un volcanismo Neógeno (Mioceno) ligado a cambios y transiciones en el régimen tectónico regional; hacia el final de la subducción, tuvo lugar el ascenso de líquidos basálticos con firmas calcoalcalinas interestratificados con molasas continentales (Formación Báucarit) originadas por un contemporáneo adelgazamiento cortical causado por la distensión que dio lugar a la provincia extensional del *Basin and Range*, el cual fue semi-contemporáneo con un volcanismo ácido-intermedio con algunos episodios básicos de firmas potásicas a shoshoníticas y que en algunas ocasiones presentan rasgos geoquímicos muy primitivos (Cochemé, J.J., 1985; Bartolini *et al.*, 1994; Paz-Moreno, 1992; Vidal-Solano *et al.*, 2006); a medida que esta distensión fue mermando, el emplazamiento de líquidos basálticos transicionales y toleíticos (con algunos episodios bimodales) fue propiciado en su mayoría por un cambio a un sistema de ruptura continental que posteriormente dio lugar al actual Golfo de California (Paz-Moreno, 1992; Mora-Klepeis & McDowell, 2004; Vidal-Solano, 2005; Vidal-Solano *et al.*, 2006);
3. un volcanismo de edad Plioceno-Cuaternario que emplazó líquidos basálticos con firmas geoquímicas predominantemente alcalinas y toleíticas (raramente transicionales) que muestran características típicas de volcanismo intraplaca (Donnelly, 1974; Lynch, 1981a; Paz-Moreno, 1992; Paz-Moreno *et al.*, 2003b); ocurre mayormente en los dominios de la provincia extensional del *Basin and Range* (Figura I.4).

El volcanismo basáltico Plio-Cuaternario tiene una distribución que abarca gran parte del Suroeste de Estados Unidos y Noroeste de México. En Sonora y Baja California este volcanismo está representado por los campos volcánicos de San Quintín, El Pinacate y Moctezuma, algunas lavas fisurales expuestas al Oeste de Huépari (Sonora) y algunas flujos del Campo Volcánico Gerónimo (San Bernardino, SE Arizona) que cruzan la frontera (Figura I.4). Las manifestaciones más cercanas, están representados por los campos volcánicos de San Bernardino, Sentinel, San Carlos y Springerville (en

Arizona), y al igual que en el CVP, también se han reportado estructuras de origen hidrovulcánico en su registro estratigráfico (Condit, et al., 1989; Elston & Wohletz, 1987; Evans & Nash, 1979).

El CVP es la manifestación más occidental del magmatismo basáltico alcalino Plio-Cuaternario del Estado, y puesto que su ubicación geográfica lo coloca en un punto geológicamente determinante (se sitúa en el extremo SSW de la provincia extensional del *Basin and Range*, próximo al límite de placas Norteamérica-Pacífico, y se ubica en la terminación norte del sistema de apertura del Golfo de California), las interpretaciones acerca del significado de este magmatismo y su contexto regional han sido estudiadas ampliamente con anterioridad (Sección I.1.3).

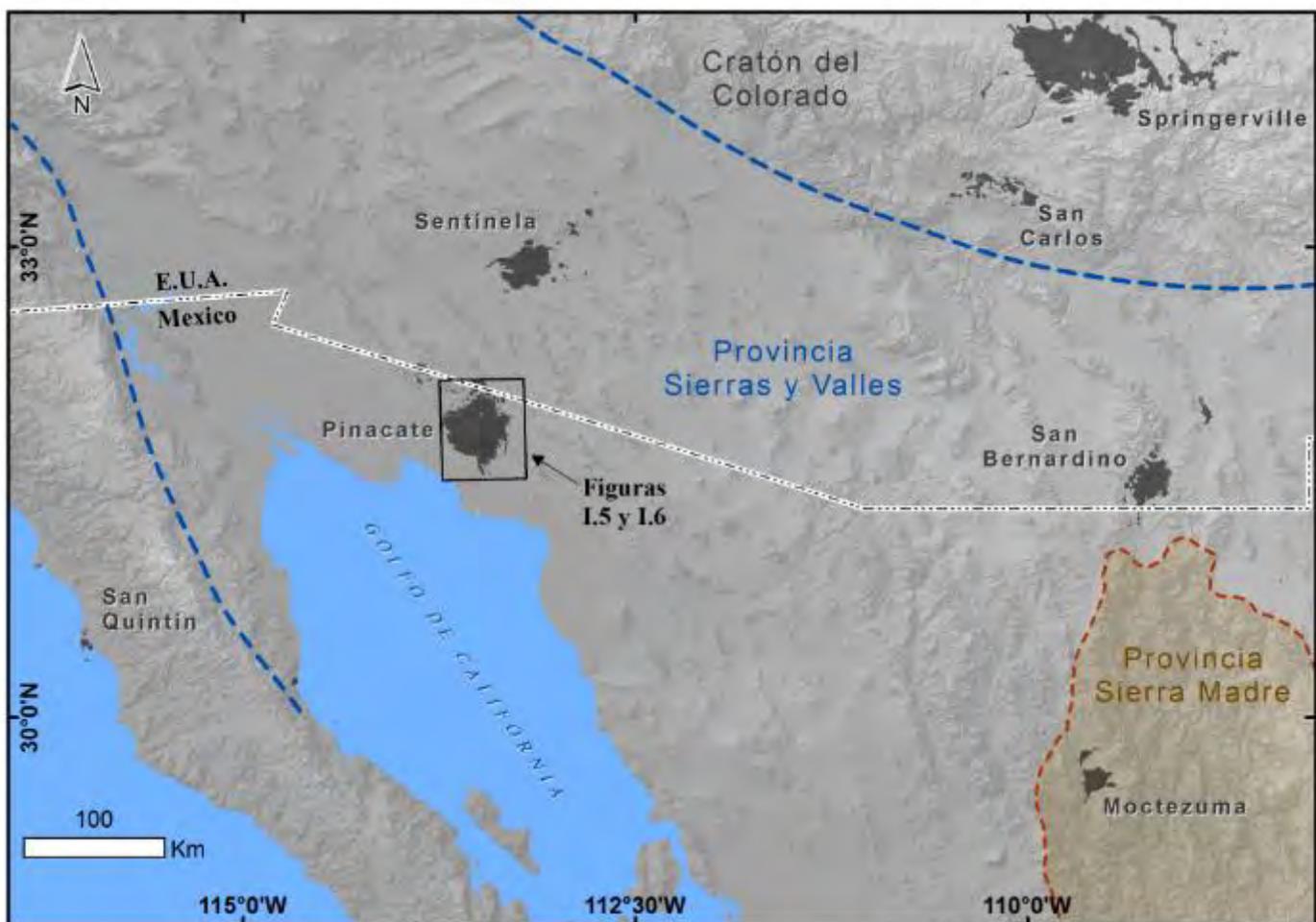


Figura I.4. Distribución del volcanismo basáltico intraplaca en el NW de México y SW de Estados Unidos (Paz-Moreno, 1992; USGS, 2011).

El CVP muestra características litológicas, mineralógicas y geoquímicas típicas de un magmatismo alcalino-sódico generado en un ambiente intraplaca continental-anorogénico con firmas geoquímicas similares a OIB (*Ocean Island Basalts*), comunes en la serie magmática alcalina y que reflejan una fuente típicamente mantélica (Lynch, 1981; Paz-Moreno et al., 2000; Paz-Moreno et al.,

2003a; Paz-Moreno et al., 2004). Sin embargo, y contrariamente a su firma geoquímica, este magmatismo no se atribuye a un punto caliente (*hot spot*), sino que está relacionado a la producción de magmas primarios originados con bajas tasas de fusión parcial, probablemente ocurridas en el manto sublitosférico o en el límite litósfera-astenosfera, facilitado por la presencia de una corteza delgada y fuertemente tectonizada que promueve condiciones adiabáticas de ascenso astenosférico (Farmer, 2003).

Contextos petrogenéticos muy similares están presentes en otras partes del mundo, ya sea posterior o contemporáneamente a una extensión cortical y ruptura o *rifting* continental, tal como ocurre en la Provincia Volcánica Newer del sureste de Australia, el Campo Volcánico Eiffel en Alemania o en la Provincia Volcánica de Capadocia en la Península Arábiga.

### **I.3.2 Volcanismo Plioceno-Cuaternario (*Pinacate*)**

La estratigrafía y geoquímica de las lavas del CVP muestran la presencia de dos episodios que pueden diferenciarse tanto temporalmente como por sus productos, tipo de actividad y distribución (Gutmann, 1979, 1986; Lynch, 1981; Paz-Moreno et al., 2000; Paz-Moreno et al., 2004; Figuras I.5 y I.6):

1. volcanismo poligenético [1.70-0.78 Ma]: actividad que construye al edificio volcánico principal, el volcán-escudo Santa Clara (1206 msnm). Tiene una orientación general NNW-SSE con un aparente control estructural; se constituye por una serie continua de diferenciación que evoluciona desde basaltos hasta traquitas pasando por todos sus términos sódicos intermedios (hawaitas, mugaritas y benmoreítas); cuenta con un punto de emisión centralizado;
2. volcanismo monogenético [~1 Ma-Histórico]: genera más de 100 conos aglutinados (*spatter cones*) que rodean al volcán Santa Clara y que típicamente desarrollan actividad monogenética con flujos de lava *aa* y *pahoehoe* asociados que muestran ciclos eruptivos en los cuales un flujo fisural inicial es seguido de emisiones piroclásticas que edifican la estructura volcánica, posteriormente se renueva la actividad efusiva con flujos de lava que rompen y “degüellan” los conos y finalmente ocurren emisiones piroclásticas terminales ricas en lapilli; en algunos casos se desarrolla actividad hidrovulcánica de forma intermitente. Este episodio es composicionalmente limitado, variando de basaltos a hawaitas con una mineralogía típica de *pl-ol-cpx-ox*, con desarrollo de megacristales de *pl* (andesina-bitownita) y *cpx* (generalmente augita).

Esta segunda etapa eruptiva posee un fuerte control estructural. Un análisis de distribución realizado sobre imágenes Landsat permite distinguir lineamientos en la distribución de los centros monogenéticos, los cuales se disponen mayormente en dos grupos: un dominio con patrones 20°-30° NW que pertenece a los centros monogenéticos ubicados en la parte sur del CVP, y un dominio con patrones NE 40°-50° que muestra controlar principalmente a los centros monogenéticos del norte del CVP (Figura I.6).

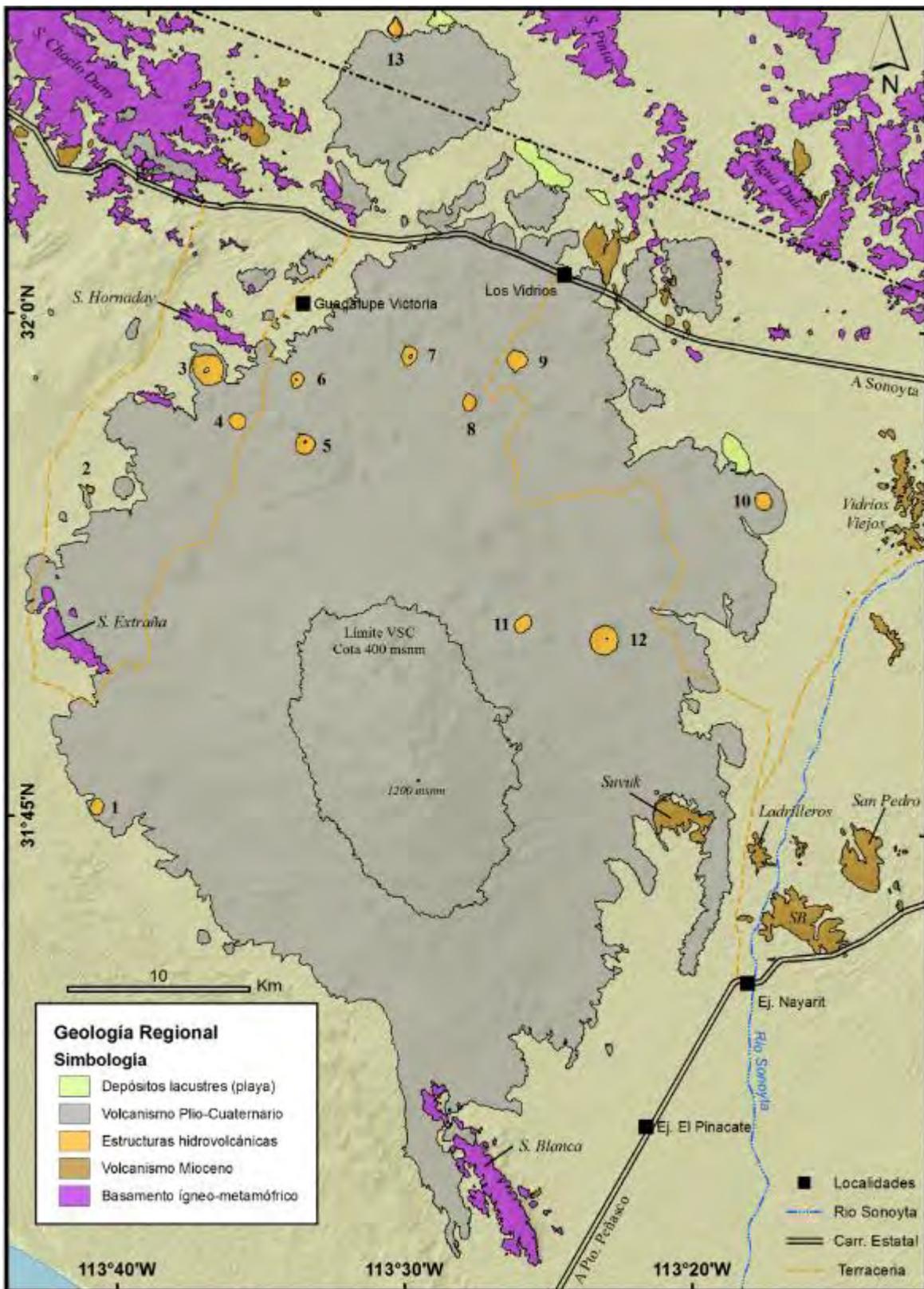


Figura I.5. Distribución del basamento cristalino, del volcanismo Mioceno, del volcanismo Cuaternario del VCP y de las estructuras hidrovolcánicas contenidas en él; VSC: Volcán Santa Clara; SB: Sierra Batamote; 1: Cráter de la Luna; 2: Cráter Carvajales; 3: Cráter McDougal; 4: Cráter Molina; 5: Cráter Badillo; 6: Cráter Sykes; 7: Cráter Kino; 8: Cráter Elena; 9: Cráter Celaya; 10: Cerro Colorado; 12: Cráter El Elegante; 11 y 13: propuestos en este trabajo.

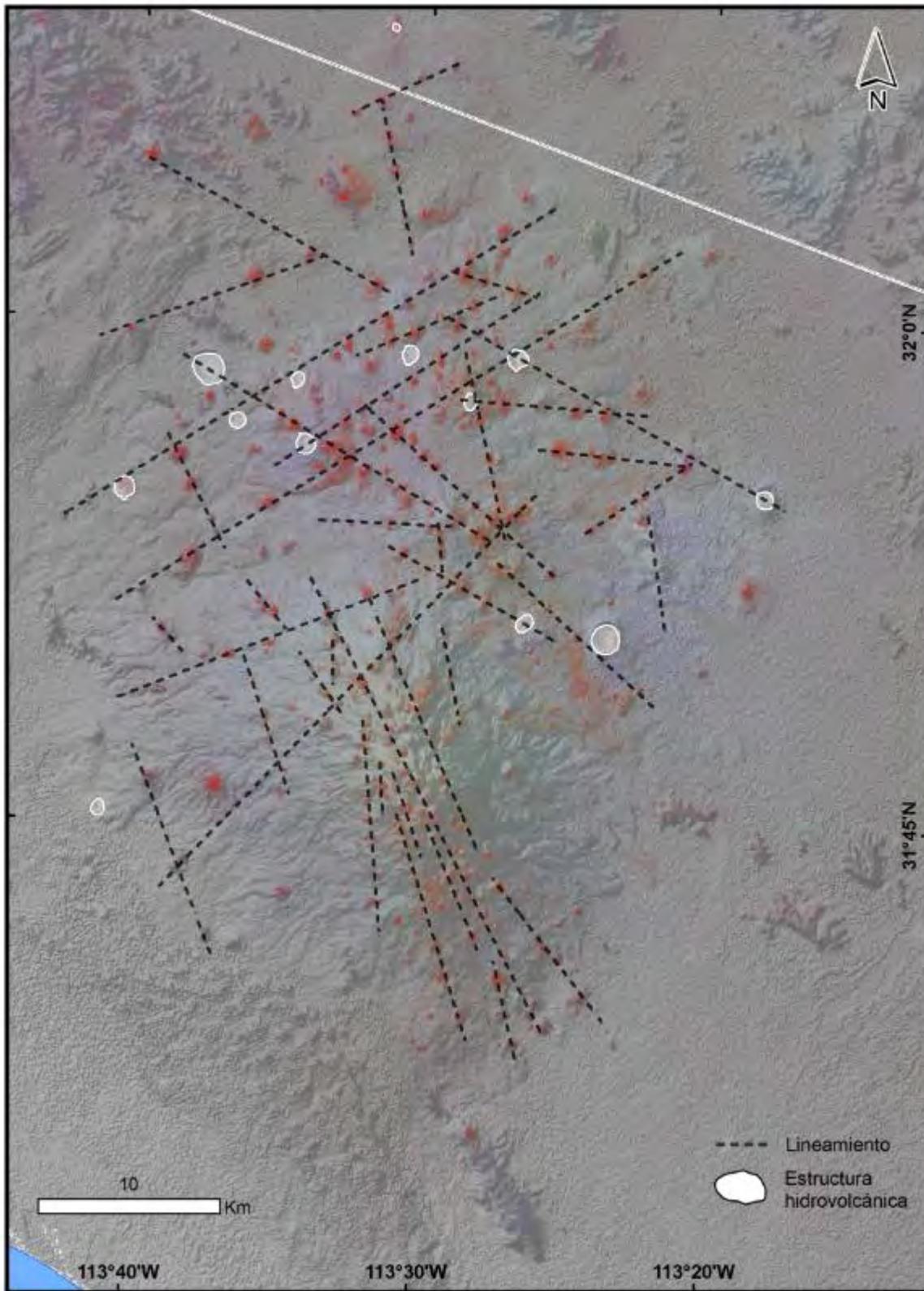


Figura I.6. Imagen Landsat con aplicación de filtro alfa al canal rojo que resalta la oxidación de la escoria de los conos (*spatter cones*). Ilustración de los principales lineamientos formados entre estructuras monogénicas, revelando una influencia de la situación estructural del basamento sobre la distribución de centros monogénicos (Fuente: <http://zulu.ssc.nasa.gov/mrsid>).

El hidrovulcanismo se presenta únicamente en la actividad más reciente del episodio monogenético y está controlado también por los patrones estructurales definidos. Diez de las 13 estructuras hidrovulcánicas registradas dentro del CVP, están limitadas a las zonas de baja pendiente del escudo volcánico (entre 100 y 200 msnm), sin embargo, 3 de ellas se localizan en zonas internas del escudo (entre 300 y 400 msnm), dos de las cuales son las estructuras que poseen mayor profundidad (Sykes y Cráter El Elegante), exponiendo en sus paredes internas una columna de basaltos de gran espesor.

### **I.3.3 Volcanismo Mioceno (*pre-Pinacate*)**

Principalmente hacia el Este y en menor proporción al Norte-Noroeste del CVP, afloran de manera dispersa unidades volcánicas compuestas por lavas, depósitos piroclásticos y estructuras dómicas del Mioceno (20-11 Ma) que han sido denominadas para la región como *volcanismo Neógeno pre-Pinacate* y (Lynch, 1981; Vidal-Solano, 2001, 2005; Vargas-Gutiérrez, 2006).

La base estratigráfica de este volcanismo generalmente no está expuesta, aunque en algunas zonas se encuentran directamente sobre el basamento cristalino. Comúnmente presenta morfologías abruptas, sin embargo en ocasiones ocurre en forma de mesetas ligeramente basculadas hacia el WNW y hacia el ESE. En algunos lugares tales como en Sierra Suvuk y en el Rancho Los Vidrios, el volcanismo del CVP cubre parcialmente este volcanismo Mioceno. Estratigráficamente se puede dividir en dos grupos (Vidal-Solano, 2001):

1. volcanismo Suvuk-Ladrilleros: los afloramientos de este grupo están presentes en Sierra Suvuk y Cerro Ladrilleros (Figura I.5); se compone por andesitas y dacitas de  $pl + cpx + opx \pm hbl$  que ocurren principalmente en forma de domos con brechas de borde y en forma de flujos generalmente diaclasados. Se caracterizan por poseer firmas geoquímicas netamente calcoalcalinas y sus edades varían entre 13.5 y 11.0 Ma;
2. volcanismo bimodal: ocurren en los cerros San Pedro y Batamote y en la región de Vidrios Viejos (Figura I.5); se conforma por una asociación de basaltos y andesitas basálticas con riolitas de afinidad hiperalcalina las cuales se encuentran dispuestas en forma de domos y flujos ignimbríticos. De forma característica, las riolitas hiperalcalinas cuentan con texturas ligeramente porfíricas de feldespato alcalino y  $ol(fa) \pm px$ , que de forma característica carecen de  $qz$  modal. Asimismo, los basaltos y andesitas basálticas presentan firmas geoquímicas toleíticas con una importante componente transicional; sus edades varían entre 15 y 12 Ma.

Los resultados geoquímicos y geocronológicos muestran la presencia de un límite litosférico importante que muy probablemente corresponda al borde del cratón Precámbrico de Norte América, el cual puede ser interpretado gracias a que los eventos pre-Pinacate y el Pinacate son contiguos. Esto es que, los materiales del sector oriental provienen de un manto fuertemente metasomatizado, típico de zonas de subducción, mientras que las regiones fuente del sector occidental muestran ser de una litósfera enriquecida, que fue promovida durante la instalación de la tectónica extensiva, gracias a un adelgazamiento litosférico. Por otro lado, la presencia de líquidos hiperalcalinos es interpretada como producto de cristalización fraccionada a partir de líquidos basálticos transicionales con una fuerte

interacción con la corteza, explicando la presencia de volcanismo bimodal entre 15 y 12 Ma (Vidal-Solano et al., 2008).

### **I.3.4 Basamento cristalino ígneo-metamórfico**

Regionalmente, el basamento se conforma por unidades ígneo-metamórficas con edades que van desde el Precámbrico hasta el Triásico. Ocurren en afloramientos dispersos que forman sierras alargadas tipo “navaja” con una típica orientación NW-SE controlada estructuralmente y separadas por amplias cuencas aluviales; a veces, estas sierras se encuentran parcialmente sepultadas bajo dunas de arena debido a la intensa actividad eólica actual del Desierto de Altar.

La reciente controversia generada por demostrar la existencia de la Megacizalla Mojave-Sonora (Silver & Anderson, 1974; Anderson & Silver, 2005, y referencias incluidas), ha generado una gran cantidad de trabajos descriptivos y geocronológicos y, a su vez, ha llevado a la identificación de dos basamentos estructuralmente yuxtapuestos: El Complejo Metamórfico del Este, que corresponde al bloque Norteamérica; y El Complejo Metamórfico del Oeste, que corresponde con el bloque Caborca (Anderson & Silver, 1979). Ambos son gneises metaplutónicos paleoproterozoicos, ocurren interstratificados con gneises de grano fino y presentan recristalización con grados metamórficos de facies anfibolita, sin embargo, sus protolitos y edades son distintos (Nourse et al., 2005). El límite entre ambos basamentos está trazado por la Sierra el Águila ubicada a 10 km al NW del CVP y que se extiende con una orientación NW-SE.

Hacia al sur del CVP y contigua al derrame Ives, se localiza Sierra Blanca (Figuras I.5); anteriormente considerada como parte del basamento Paleoproterozoico por correlación litológica y determinación de edades isotópicas aparentes realizadas por Anderson & Silver (2005), que arrojan un rango de edades que van entre 454-713 Ma y 1158-1241 Ma; sin embargo, recientes dataciones U/Pb en zircones han arrojado edades que ubican a Sierra Blanca en el límite Pérmico-Triásico (Gutiérrez-Anguamea, 2006); además, datos petrográficos y geoquímicos de Sierra Blanca, indica un protolito granítico de carácter hiperaluminoso y generados en un ambiente tectónicos de arco volcánico (Gutiérrez-Anguamea, 2006).

Es común la presencia xenolitos y xenocristales de este basamento y sus intrusiones granitoides incluidos en las lavas y depósitos piroclásticos del CVP, generando en algunas veces halos de contaminación localizada debido a una parcial asimilación de estos fragmentos.

### **I.3.5 Depósitos eólicos y aluviales**

Formando parte de los depósitos más recientes y contemporáneos con algunas de las unidades más jóvenes del evento Plioceno-Cuaternario del CVP, ocurren depósitos eólicos y aluviales que corresponden en parte al sistema árido-desértico que caracteriza a la región (Figura I.5).

Los depósitos eólicos comprenden sedimentos arenosos inmaduros (cuarzo-feldespáticos) cuya clasificación varía de buena a moderada según su posición dentro de la morfología de la duna y/o del tipo de duna (Solís-Limón, 2003), que se distribuyen en los bordes Este, Norte y Sur y hacia el Oeste formando el mar de arena del Gran Desierto de Altar. Aunque el origen de los materiales fue interpretado por mucho tiempo como provenientes del Delta del Río Colorado, un reciente análisis geoquímico, principalmente en correlación de elementos traza, sobre las arenas ha demostrado que los principales aportes son realizados localmente por la denudación de las sierras que forman el basamento cristalino ígneo-metamórfico (Solís-Limón et al., 2004).

Formando parte también de los depósitos recientes, ocurren unidades sedimentarias denominadas “playa”, que están siendo actualmente depositadas en pequeñas cuencas cerradas debidas a depresiones topográficas que se generan durante la constante modificación del relieve por la reciente actividad volcánica del CVP.

Estas secuencias sedimentarias no cuentan con estudios sistemáticos, sin embargo, considerando los registros *proxy* posiblemente presentes en estos sedimentos (polen, foraminíferos, flora, tefroestratigrafía, entre otros), hacen de estas pequeñas cuencas portadoras potenciales de una gran información geológica y arqueológica que puede contribuir a una mejor comprensión de la historia de la región.

## **SECCIÓN II: DEFINICIÓN (ESTRATIGRAFÍA) DE UNIDADES Y ANÁLISIS**

## SECCIÓN II: DEFINICIÓN (ESTRATIGRAFÍA) DE UNIDADES Y ANÁLISIS

### II.1 DEFINICIÓN DE UNIDADES

Actualmente existen trabajos que contemplan varios aspectos descriptivos y genéticos del CE (Gutmann, 1976, 2002; Gutmann & Turrin, 2006; Wohletz & Sheridan, 1979, 1983; Martin & Németh, 2004; Cázares-Hernández, 2006). Los resultados estratigráficos permiten clasificar las unidades dentro de tres grupos generales que no poseen relación genética directa entre sí, aunque todos pertenecen al volcanismo basáltico-hawaítico monogenético del CVP (página 15), de tal forma que muchas de las unidades cuentan con un gran número de similitudes mineralógicas, texturales y composicionales. Estos tres grupos pueden ser identificados como:

1. unidades emplazadas y/o depositadas antes del hidrovulcanismo que no se relacionan a la formación del CE, denominadas en este trabajo como **Secuencia pre-Elegante**;
2. unidades emplazadas y/o depositadas durante la ocurrencia del hidrovulcanismo asociado al CE, que definen la **Secuencia Elegante**; y
3. unidades emplazadas y/o depositadas sin relación a la formación del CE (**Secuencia post-Elegante**); dado su poca asociación directa con el CE, estas unidades no serán consideradas.

Gran parte de las unidades de la Secuencia pre-Elegante que ya habían sido estudiadas con gran detalle por Gutmann (1972) y Cázares-Hernández (2006) por fueron revisadas en este trabajo con el objetivo de resaltar evidencia útil en la comparación de los diferentes estilos eruptivos de estos tres grupos de unidades y remarcar las particularidades del sistema maar-diatrema del CE.

### II.2 SECUENCIA PRE-ELEGANTE

Las unidades que componen esta secuencia pueden ser observadas en las paredes internas del CE y en el exterior del cráter (Figura II.1). Corresponden en su mayoría a flujos de lava, depósitos piroclásticos, subordinadamente cuerpos intrusivos tabulares subvolcánicos y niveles epiclásticos. Con base en lo anterior y para una mejor explicación, las unidades pre-Elegante son separadas en tres grupos principales: unidades efusivas, depósitos volcanoclásticos y unidades hipovolcánicas.

Para el control descriptivo de estas unidades se realizó un perfil estratigráfico al Norte del cráter (escogido por su gran representatividad; Figura II.2), por lo que las descripciones de campo y petrográficas serán referidas a las unidades que ocurren en esta zona. Lynch (1981) dató por el método K/Ar (roca total) algunas de las lavas del interior del cráter, y obtuvo edades que van desde 0.46 hasta 0.149 Ma, con lo que se representa casi medio millón de años de actividad volcánica expuesta en las paredes internas del CE, situación que aumenta la representatividad de las descripciones obtenidas.

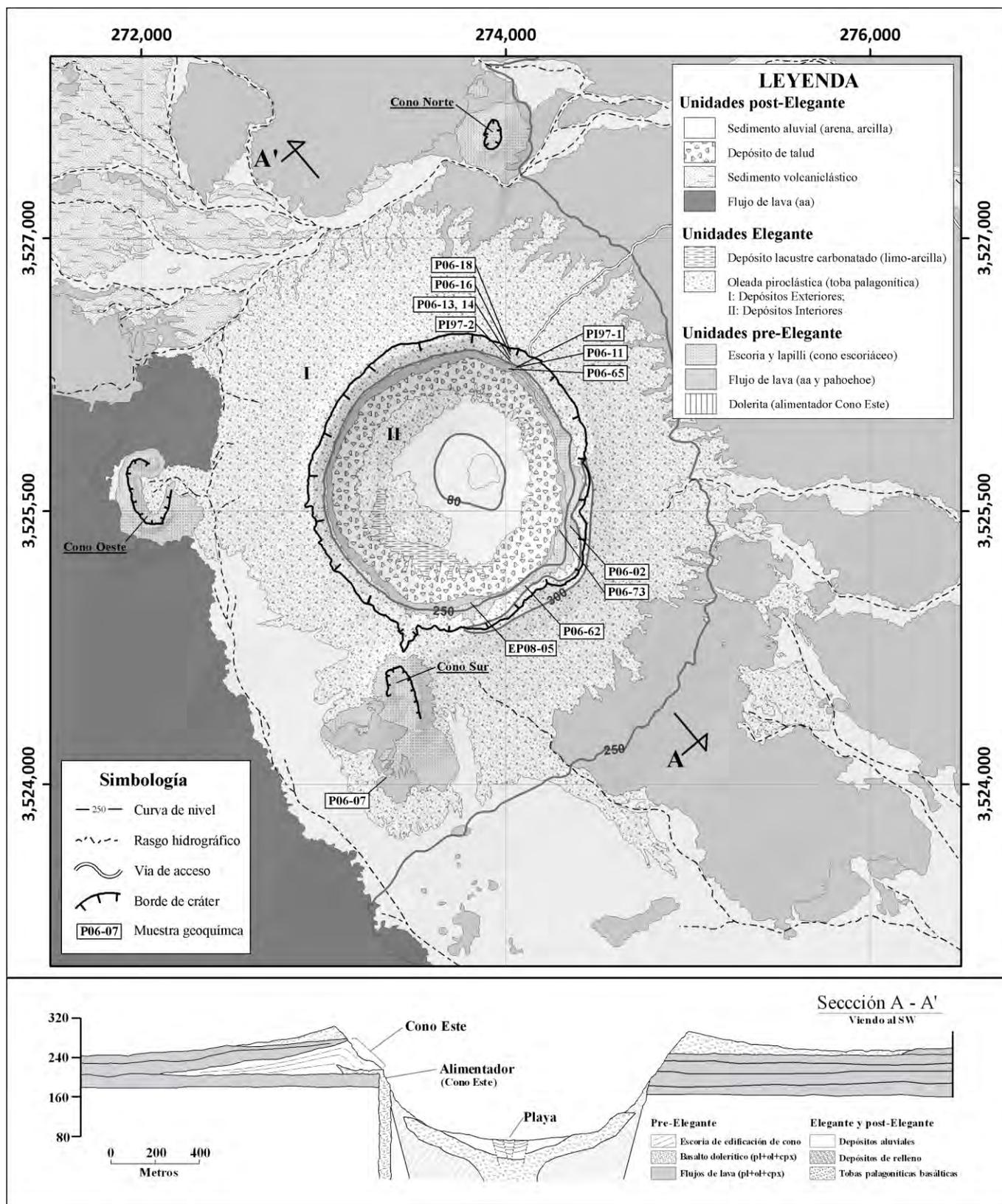


Figura II.1. Mapa geológico del CE y perfil esquemático A-A' viendo al suroeste distinguiendo las unidades pre- y post-Elegante de las unidades relacionadas al evento monogenético del CE. Ilustración de la distribución de las muestras analizadas.

### II.2.1 Unidades efusivas

Corresponden con las Unidades B1 a B6 del perfil estratigráfico mostrado en la [Figura II.2](#). El análisis comparativo entre estas lavas resalta diferencias muy sutiles ([Tabla II.1](#)), y aunque petrográficamente existen muchas similitudes texturales y mineralógicas ([Anexo I](#)), la estructura, ciertas texturas y las variaciones en los contenidos de *pl*, *ol* y *cpx* nos proporcionan información particular acerca de las condiciones de emplazamiento y enfriamiento de las unidades.

En términos generales, las unidades B1 a B6 muestran espesores muy constantes que se acuan gradualmente hacia sus márgenes, donde su mayor espesor no necesariamente representa el centro del flujo; localmente, estos espesores no fluctúan más de 2 metros en distancias horizontales de no más de 5 metros, indicando actitudes sub-horizontales y superficies casi paralelas con su base aun cuando algunos derrames poseen superficies escoriáceas, tal como es reportado por [Gutmann \(1972\)](#). La unidad B7 no presenta las características anteriores, y estas diferencias en estructuras y formas de ocurrencia permiten considerarla aparte de las unidades que le subyacen ([Figura II.2](#)), por lo que será descrita por separado en la Sección II.3.1.

Las unidades B3 y B5 poseen abundantes tubos y vesículas de desgasificación que generan intensas redes de vesículas interconectadas con morfologías irregulares que se desarrollan tanto en la base como en la superficie del derrame. La presencia de estas estructuras en lavas subaéreas de composición basáltica [denominados como basaltos tipo-P o *pipe-vesicle-bearing type* ([McPhie et al., 1993](#))], se asocia a fuertes pérdidas durante el transporte de la lava. La unidad B5 muestra estructuras de este tipo cercanas a la vertical, dejando claro que la mayor liberación de gas ocurrió una vez que la velocidad de flujo de la unidad era lo suficientemente baja como para no deformar o auto-engullir estas estructuras. Por otro lado, la unidad B3 no llega a desarrollar tubos de desgasificación pero si posee grandes vesículas irregulares (de hasta ~15 cm), deformadas y alargadas con orientaciones sub-paralelas a su base, mientras que en la cima posee abundantes vesículas semi-esféricas interconectadas entre sí, lo cual puede ser indicativo de un flujo laminar de muy baja velocidad durante la desgasificación.

Las unidades B1 y B2 se componen, cada una, de dos frentes de flujo que están separados por un delgado nivel de escoria parcialmente asimilado por las superficies de ambos frentes de flujo, criterio que permite definir las como una sola unidad de enfriamiento ([Figura II.2-A](#)); aunque cabe la posibilidad de que el frente de flujo superior sea contemporáneo con el inferior, pero con un punto de emisión distinto, y no constituyan ambos una unidad de enfriamiento. Las estructuras y texturas varían dentro de cada frente de flujo: el flujo inferior muestra siempre una matriz finamente cristalizada (microdolerítica) con abundantes fenocristales de *pl* y *ol* fuertemente iddingsitizado, y ocasionalmente presenta diaclasas de enfriamiento, mientras que la unidad superior muestra texturas ligeramente porfíricas con matriz afanítica, centros masivos y vesiculación intensa en la parte superior de la unidad. Las texturas pilotaxíticas son mejor desarrolladas en los frentes de flujo superiores, además de que la

presencia de vidrio es ligeramente más abundante, mientras que la presencia de texturas ofíticas a subofíticas están mejor desarrolladas en los frentes de flujo inferiores (Figura II.2-A; Anexo I), indicando una razón de enfriamiento más estable y continuo, que la que define a los frentes de flujo superiores.

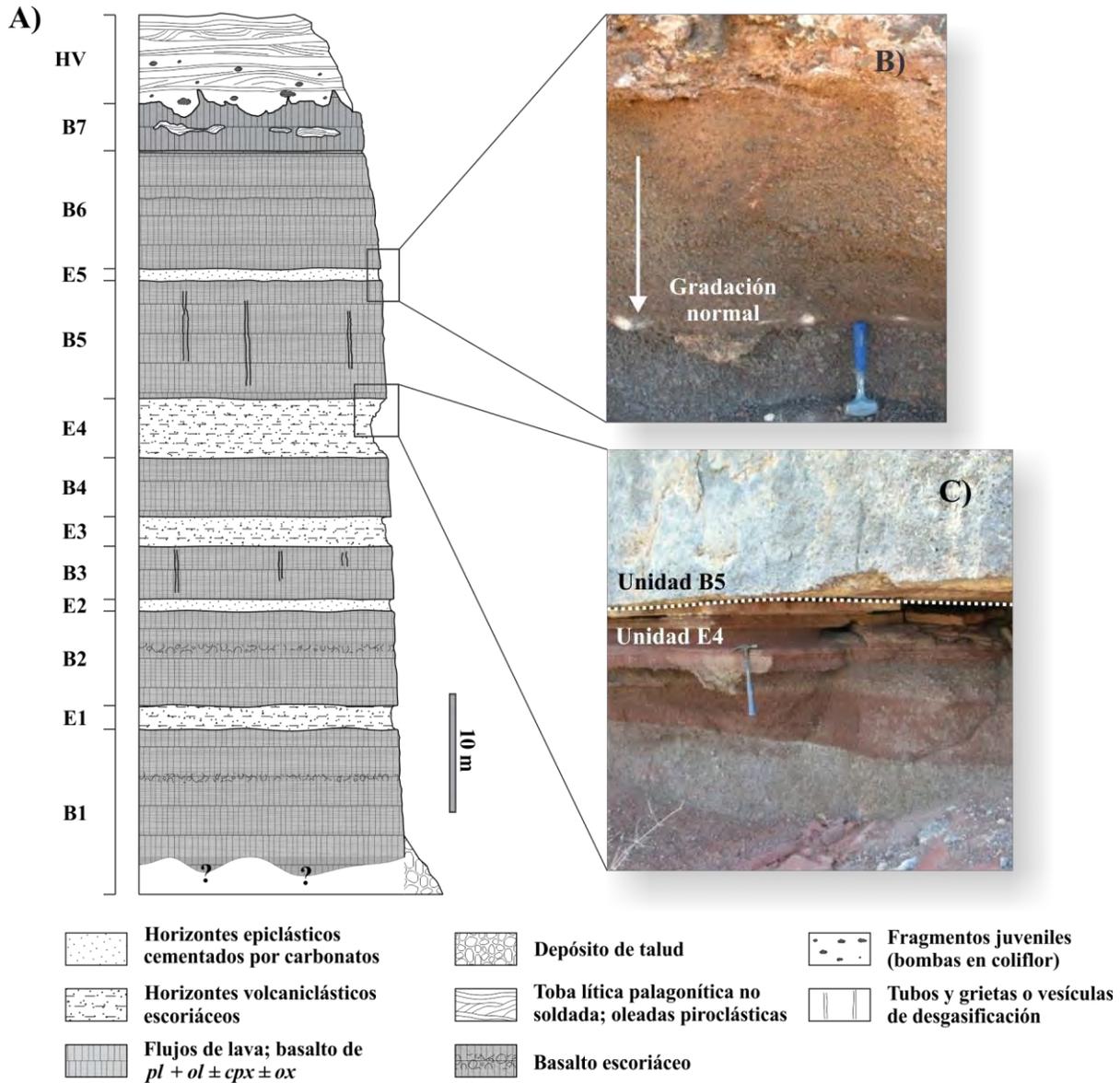


Figura II.2. A) Perfil estratigráfico de la columna pre-Elegante (Unidades B1 a B7); B) horizontes epiclásticos con gradación normal con clastos cementados por material diagenético carbonatado; C) horizontes volcaniclásticos-escoriáceos de lapilli oxidado; HV: depósitos hidrovulcánicos de la Secuencia Elegante.

Petrográficamente, la matriz de las unidades de esta secuencia desarrollan texturas microdoleríticas (algunas merocristalinas) de grano medio a fino, ligeramente pilotaxíticas, generalmente porfíricas con fenocristales de *pl-ol* esencialmente euhedrales donde el *cpx* rara vez ocurre

como fenocristal, los cuales están incluidos en una matriz de *pl-ol-cpx(augita)-ox* que posee tramas principalmente intergranulares y ofíticas donde el *cpx* siempre representa la fase más tardía en la cristalización aún en las lavas poco cristalinas o de grano muy fino, indicando una secuencia de cristalización relativamente sencilla y claramente establecida.

Todas las unidades son vesiculares en distinta proporción, sin embargo, las lavas menos vesiculares generalmente son aquellas que presentan texturas afieltradas mejor desarrolladas (**Lámina II.1-B**); algunas unidades contienen pequeñas amígdalas de calcita o de calcita-sericita-zeolita. Son comunes también xenocristales de *qzo-pl* con formas ameboideas, bordes de corrosión, maclas parcialmente borradas y centros de *pl* alterados a sericita-calcita, los cuales representan fragmentos del basamento cristalino incorporados en algún momento durante el ascenso magmático o durante el flujo de la lava.

Tabla II.1. Descripción de campo de las unidades pre-Elegante (B1 a B7; Figura II.2-A); mineralogía basada en fenocristales visibles en muestra de mano; la variación de los espesores es local. Espesor mínimo de 48 m.

<b>Unidad</b>	<b>Espesor</b>	<b>Mineralogía</b>	<b>Descripción</b>
<b>B7</b>	1 – 5 m	<i>ol + pl</i>	Ligeramente porfírico con matriz finamente cristalizada; incipiente vesiculación en la base; superficie en ocasiones ligeramente escoriácea; abruptas variaciones de espesor; de ocurrencia muy localizada; <i>ol</i> en cristales muy frescos; <u>muestra P06-11</u> .
<b>B6</b>	5 – 6 m	<i>pl + ol</i>	Ligeramente porfírico de matriz finamente cristalizada, ligeramente vesicular y con vesículas alargadas en el sentido del flujo; espesor muy constante; <i>ol</i> ligeramente iddingsitizado; <u>muestra P06-64</u> .
<b>B5</b>	8 – 10 m	<i>pl + px + ol</i>	Alto grado de cristalinidad y gran abundancia de tubos de desgasificación verticales; abundantes vesículas esféricas de pequeño tamaño (< 1 cm); megacristales de <i>pl, ol y px</i> ; <u>muestra P06-65</u> .
<b>B4</b>	4 – 5 m	<i>pl + ol + px</i>	Porfírico de matriz microcristalina, con incipiente vesiculación y con algunos megacristales de <i>pl; ol</i> fuertemente iddingsitizados; abundantes nódulos máficos de <i>pl + px ± ol</i> de grano grueso, estructura marcadamente masiva; <u>muestra P06-66</u> .
<b>B3</b>	4 – 4.5 m	<i>pl + ol ± px</i>	Unidad afanítica, de cristalinidad muy baja y de espesor muy homogéneo, con abundantes vesículas interconectadas (esféricas e irregulares) y tubos de desgasificación, <u>muestra P06-67</u> .
<b>B2</b>	7 – 8 m	<i>pl + ol ± px</i>	Unidad porfírica ligeramente vesicular con <i>ol</i> fuertemente iddingsitizado; presenta dos unidades de flujo separadas por un nivel de escoria parcialmente asimilada; la parte inferior es masiva, dolerítica; la parte superior es afanítica y dispuesta en lascas; <u>muestra P06-68</u> .
<b>B1</b>	7 – 9 m	<i>pl + ol</i>	Presenta al menos dos unidades de flujo separadas por un nivel de escoria parcialmente asimilada; la unidad inferior es masiva y dolerítica y la unidad superior es masiva en el centro y altamente vesicular en la cima; su base no está expuesta; <u>muestra P06-96</u> .

Algunos derrames contienen nódulos máficos de *pl-ol-cpx-ox*, *pl-cpx-ol-ox* o *pl-cpx-ox* (dispuestos en orden de abundancia). Estos nódulos son holocristalinos, generalmente equigranulares de grano medio a grano grueso con textura hipidiomórfica granular bien desarrollada, donde el *cpx* también ocurre de forma intergranular con la *pl* (o con *pl-ol*, en aquellos que contienen *ol*). Estos han sido

mencionados y reportados con anterioridad en varios trabajos (Gutmann, 1972, 1976; Donnelly, 1974; Paz-Moreno, 2008, comunicación personal) pero no poseen un estudio sistemático, por lo que su interpretación aún representa un tema abierto.

### II.2.2 Depósitos volcanoclásticos

Las unidades consideradas como depósitos volcanoclásticos, corresponden con dos tipos de materiales: volcanoclásticos de origen primario (principalmente de caída libre) y epiclásticos, ambos con características que permiten diferenciarlos fácilmente entre sí. Los horizontes epiclásticos se encuentran intercalados con las unidades basálticas de la secuencia pre-Elegante, varían en su espesor desde unos cuantos centímetros hasta casi 2 metros en algunos lugares, y se componen principalmente por fragmentos de lapilli vesicular grueso a fino de sideromelano alterado (oxidado y/o ligeramente palagonitizados en sus bordes) con formas que varían de angulosas a sub-redondeadas, sostenidos por una matriz compuesta por arcilla cuarzo-feldespática, óxidos de hierro y pequeñas cantidades de carbonatos.

La mayoría de estos niveles carecen de estructuras internas (estratificación o laminación), aunque algunos niveles poseen una burda gradación normal (e.g. nivel E5, Figura II.2-B). En algunas zonas puede observarse cómo estas unidades cubren de forma envolvente las superficies escoriáceas de algunas lavas (Figura II.3), al mismo tiempo que son cubiertas por derrames que generan fuerte alteración térmica en la superficie de estos sedimentos.



Figura II.3. Nivel E2 de la Secuencia pre-Elegante; obsérvese la base escoriácea sobre la que descansa, y la relación que posee con la escoria.

Por otro lado, los horizontes volcanoclásticos de origen primario (piroclásticos) se caracterizan por ser granulométricamente bien clasificados y compuestos mayormente por lapilli oxidado y fuertemente vesiculado, con moderada a fuerte compactación y con estratificación planar bien definida (e.g. nivel E4, Figura II.2-C). Poseen una continuidad lateral con las unidades escoriáceas de los conos aglutinados (*spatter cones*) ubicados en las proximidades del CE y además llegan a mostrar características típicas de depósitos de caída libre distales al cono (Fisher & Schmincke, 1984).

Algunos de estos niveles fueron interpretados como depósitos piroclásticos relacionados a actividad hidrovulcánica intermitente desarrollada por algunos de los conos escoriáceos cercanos

(Gutmann, 1972, 1976). Esta interpretación se realizó principalmente por la presencia de bordes palagoníticos en algunos fragmentos y por la ausencia total de vidrio fresco, sin embargo, y basándose en la descripción de los depósitos, muchos de estos niveles muestran características tanto de depósitos epiclásticos, como de depósitos volcanoclásticos sin-volcánicos retrabajados o tuffíticos (McPhie et al., 1993; Fisher & Schmincke, 1984). La ausencia de estructuras internas que indiquen una depositación por flujo, la ausencia de soldamiento, la presencia de gradación normal, además de la evidente oxidación de minerales de hierro y la precipitación de minerales autigénicos carbonatados, dan referencia a procesos controlados por ambientes sedimentarios en medios sub-acuáticos.

La generación de estos ambientes también da cabida a la posibilidad de que los materiales hayan sido depositados por mecanismos sedimentarios cuyos fragmentos provenían directamente de caída libre de erupciones próximas y contemporáneas, explicando así el proceso de palagonización de los bordes de las partículas de algunos niveles, y la presencia de gradación normal de partículas monolitológicas.

### II.2.3 Unidades hipovolcánicas

En relación cortante con algunas de las unidades lávicas, piroclásticas y volcanoclásticas ya descritas, ocurren una serie de cuerpos tabulares hipovolcánicos en forma de diques y sills asociados a estadios tempranos y tardíos en la evolución de las estructuras monogenéticas. Estos cuerpos ocurren únicamente en zonas proximales, adquiriendo alguna relación geométrica con los centros de los conos (Fisher & Schmincke, 1984; Gutmann, 2008, comunicación personal). Particularmente los diques revisados pertenecen al Cono Este (Figura II.1), tanto en el centro de la estructura como en los márgenes, los cuales pueden ser separados en dos tipos texturales:

1. cuerpos con texturas doleríticas de grano medio a fino y mesocráticos que forman los diques alimentadores de los conos; poseen texturas holocristalinas equigranulares, porfíricas con fenocristales de *ol-pl* incluidos en una matriz hipidiomórfica granular de *pl-ol-cpx-ox* que desarrolla texturas intergranulares a ofíticas (Lámina II.1, muestra P06-73 en Anexo I), los cuales corresponden con los conductos alimentadores de las estructuras monogenéticas (Figura II.4-B);
2. cuerpos de facies brechoides-porfíricas de *pl-ol-cpx*, con una matriz ligeramente oxidada, vítrea y microlítica con cristales angulosos de *pl-ol-cpx* y sin bordes de corrosión, presenta una fuerte vesiculación irregular donde el *ol* generalmente ocurre iddingsitizado; estos diques son de poco espesor y considerando sus relaciones cortantes, es evidente que fueron emplazados durante alguna fase eruptiva tardía en la formación de los conos de escoria (Gutmann, 1979; Figura II.4-A).

Las diferencias texturales entre ambos tipos de diques, ponen en evidencia distintas condiciones de enfriamiento, indicando también que tanto la cinética de despresurización como la cristalización de la matriz fueron distintas en ambos casos; estas características muestran que fueron emplazados en distintos momentos durante la evolución de la estructura monogenética asociada (Geshi, 2005). Los diques de facies brechoides muestran haber sido emplazados en etapas de alta liberación de energía magmática (evidenciado por la abundante presencia de fenocristales rotos de *pl-ol-cpx*), rompiendo la

estructura volcánica, mientras que las facies doleríticas, fueron emplazadas en etapas de menor energía cinética de la lava, insinuando períodos de tiempo suficientemente largos para la entera cristalización de la lava, que en algunos de los casos es posible interpretarlos como lagos de lava (muestra P06-73 en Anexo I y en Figura II.4-B; Gutmann, 1972).

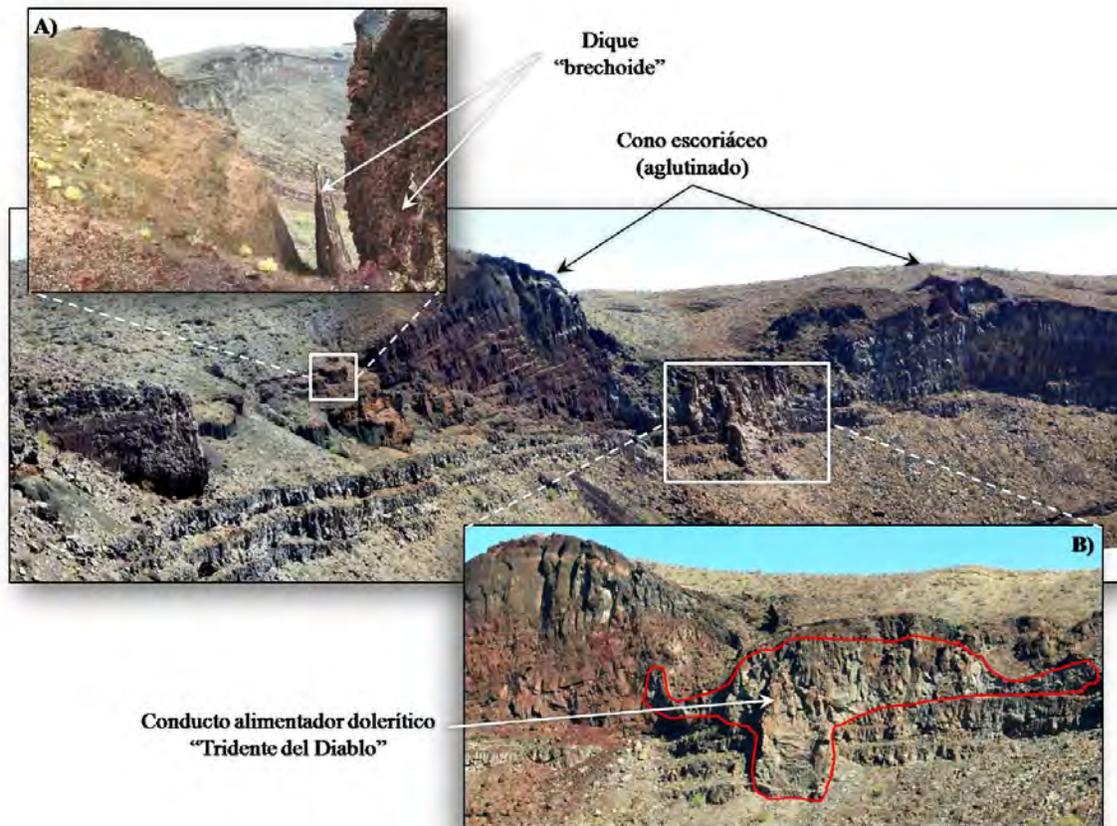


Figura II.4. Forma de ocurrencia de los cuerpos hipovolcánicos; A) diques de facies brechoides asociados a las etapas finales del episodio monogenético del Cono Este; B) diques de facies doleríticas.

#### II.2.4 Discusión (secuencia pre-Elegante)

Comúnmente el magmatismo intraplaca basáltico-alcálido, independientemente de las dimensiones espacio-temporales del magmatismo, está representado por campos volcánicos que desarrollan un volcanismo monogenético que se constituye por conos cineríticos, conos escoriáceos o aglutinados (*spatter cones*) y extensos flujos de lava, en ocasiones fisurales (Eifel Volcanic Field, Alemania, Schmincke, 2007; Navajo Volcanic Field, EUA, Semken, 2003; Auckland Volcanic Field, Australia, Searle, 1964; Campo Volcánico de Moctezuma, Sonora, México, Paz-Moreno et al., 2003b; Campo Volcánico San Quintín, B.C., México, Aranda-Gómez et al., 2005).

El desarrollo de volcanismo monogenético como principal estilo eruptivo en estos campos volcánicos es favorecido por ciertos parámetros magmáticos donde los bajos volúmenes con altas tasas de ascenso pueden representar los principales. Sin embargo, existen otros parámetros generales que contribuyen a mantener las propiedades físicas del magma, tales como los tiempos de residencia magmática en reservorios sublitosféricos y/o corticales (en caso de existir), tasas de fusión parcial y la composición particular de la fuente (Ringwood, 1969; Farmer, 2003; Hawkesworth et al., 2004; Scandone et al., 2007).

A pesar de estos amplios atributos petrogenéticos asociados, los rangos de propiedades físicas y químicas de estos magmas son relativamente restringidos (composición, temperatura del *liquidus* y *solidus* de las fases minerales, alta densidad, bajo contenido de volátiles). La suma de estos parámetros determina la viscosidad del magma (Best & Christiansen, 2001), la cual es una propiedad magmática inherente y muy importante que varía con el tiempo, esto hace que, el comportamiento de la viscosidad dependerá principalmente de la temperatura, grado o porcentaje de cristalinidad y concentración de los gases disueltos, pasando gradualmente de ser un líquido con propiedades tendientes a un fluido newtoniano<sup>2</sup>, cuando el magma se ubica por debajo del *liquidus*, a líquidos con propiedades tendientes a fluidos no newtonianos, cuando el magma se encuentra por encima del *liquidus* (Smith, 2002; Ishibashi & Sato, 2007; Vona et al., 2008).

Esta referencia sirve de base para considerar que los parámetros magmáticos que tienen influencia en el comportamiento de las erupciones, residen esencialmente en las razones de cambio del comportamiento reológico del líquido y a las variaciones en las tasas de flujo volumétrico del magma. Así, el emplazamiento de flujos de lava y escoria con determinados grados de cristalinidad y vesicularidad, se pueden asociar a determinadas propiedades magmáticas pre-eruptivas, y como resultante, al tipo de actividad volcánica que los produjo. Por ejemplo, la actividad estromboliana y hawaiana encuentran sus diferencias en ligeras variaciones del estado físico del magma pre-eruptivo y particularmente en las variaciones del flujo volumétrico (Rowland & Walker, 1990; Bertotto et al., 2006; Valentine & Gregg, 2008).

En un sentido práctico, esta información se puede obtener a partir del análisis estructural de campo y petrografía de los productos volcánicos, interpretando la cristalinidad (texturas, abundancias y morfologías minerales) y la vesicularidad (tamaños, abundancias e interrelación entre vesículas) tanto de las unidades lávicas coherentes como de los piroclastos.

---

<sup>2</sup> Entiéndase por flujo newtoniano, un fluido con propiedades de líquidos teóricos y que no muestra resistencia al flujo, y por flujo no newtoniano, un fluido con propiedades tendientes a las de sólidos mostrando esfuerzos y deformación durante su flujo (parámetro importante en el desarrollo de muchas texturas en rocas volcánicas coherentes; Smith, 2002; Shelley, 1993).

Con el fin de atender esta situación, [Gutmann \(1979\)](#) estudió los productos monogenéticos demostró que la mayoría de los conos monogenéticos del CVP muestran cuatro etapas eruptivas:

1. actividad efusiva inicial,
2. actividad piroclástica de edificación del cono,
3. actividad efusiva intermedia, y
4. actividad piroclástica terminal.

En estos ciclos se puede notar la presencia de dos etapas paroxismales (1 y 3) con un alto flujo volumétrico que se asocia a lavas fluidas emplazadas por actividad hawaiana, y dos etapas de bajo flujo volumétrico que tuvieron el tiempo suficiente para la nucleación, crecimiento y coalescencia de vesículas y subsecuente fragmentación del magma para generar erupciones piroclásticas impulsadas por gas (*gas-driven pyroclastic eruptions*; [Fisher & Schmincke, 1984](#)), típicas de la actividad estromboliana.

Conciliando los ciclos eruptivos determinados por [Gutmann \(1979\)](#) con los parámetros físicos que modifican el comportamiento magmático, se puede adoptar un *modelo teórico general* funcional, en el cual el líquido inicial de un ciclo monogenético tenderá a ser de mayor temperatura y menor viscosidad, por lo que se puede asumir un menor grado de cristalinidad y mayor cantidad de gases disueltos (tendientes a flujos newtonianos), mientras que el líquido asociado a los productos finales de un evento monogenético tenderá a ser de menor temperatura, mayor viscosidad y mayor grado de cristalinidad, además de que los procesos de coalescencia de vesiculación serán mayores, dando lugar a una mayor fragmentación del magma (tendientes a flujos no newtonianos; [Best & Christiansen, 2001](#)).

Dentro de este modelo teórico general también pueden incluirse las variaciones en el grado de cristalinidad de los magmas. Si consideramos la información descriptiva de las unidades estudiadas ([Anexo I](#) y [Tabla II.1](#)), así como las descripciones detalladas realizadas en los trabajos de [Gutmann \(1972\)](#) y [Donnelly \(1974\)](#), es posible concebir la presencia de al menos dos etapas de cristalización:

1. una etapa intratelúrica que genera fases de alta temperatura (no necesariamente de alta presión), principalmente fenocristales y megacristales de *ol-pl* y *pl-cpx*; durante esta etapa es posible que cristalicen los nódulos máficos presentes en algunos derrames. NOTA: las profundidades a las cuales ocurre esta cristalización intratelúrica se desconocen, sin embargo, no se debe descartar su intervención en la modificación de las propiedades físicas del magma;
2. una etapa de cristalización sin ó post emplazamiento, llevada a cabo durante la solidificación de la lava y que cristaliza la matriz (*pl-ol-cpx-ox*) donde el *cpx* siempre representa la fase tardía (intergranular), sin mostrar competencia de cristalización con alguna otra fase; este episodio no necesariamente involucra la entera cristalización de la lava.

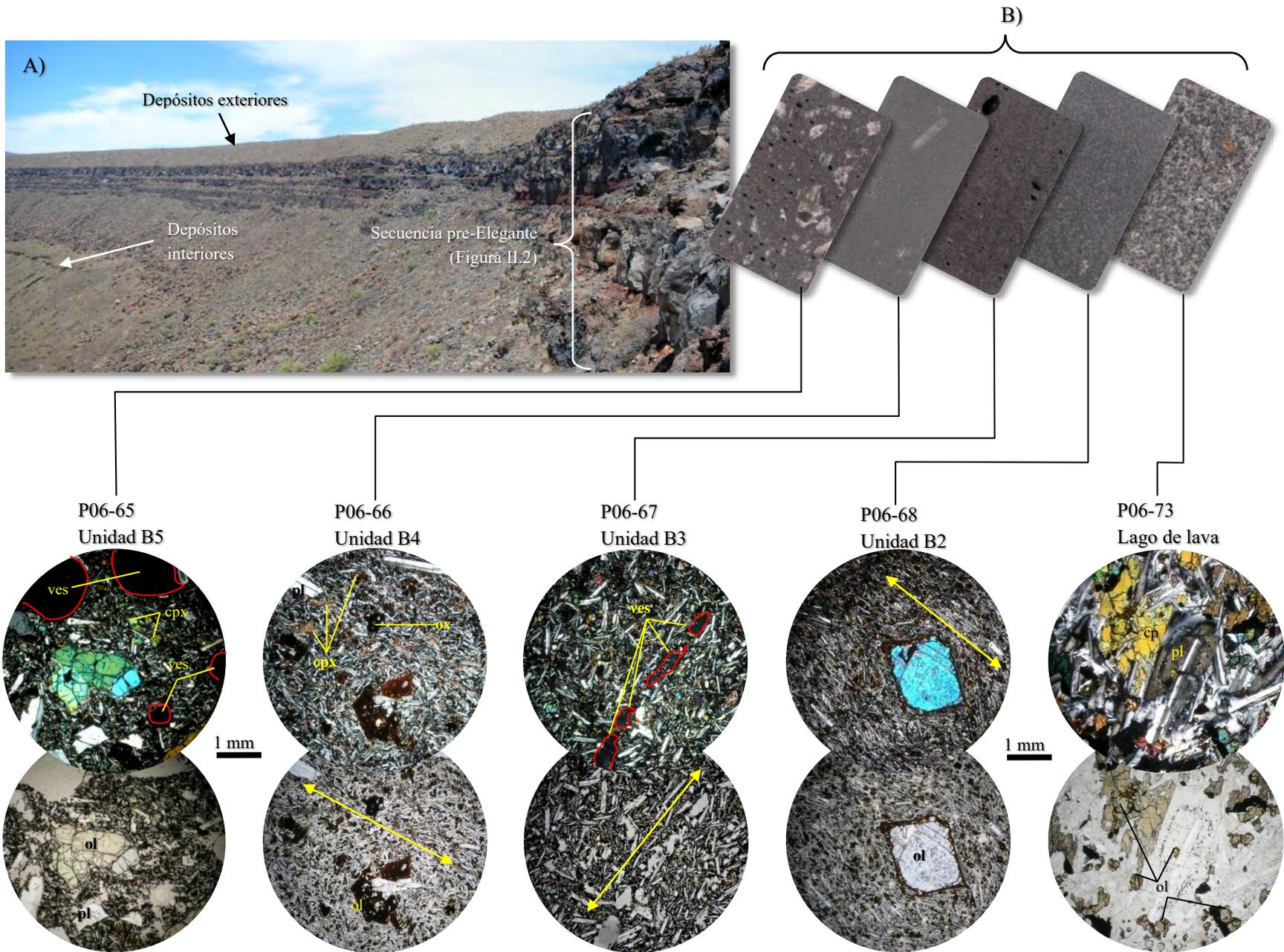


Lámina II.1 – Características petrográficas de la Secuencia pre-Elegante; las muestras representan la variedad de texturas presentes, y generalmente son las que caracterizan a las lavas basálticas-hawaíticas del CVP; NOTA: para la descripción textural petrográfica, consultar la Tabla II.2, y para la descripción de las características de ocurrencia y posición estratigráfica, ver Tabla II.1 y Figura II.1, respectivamente.

Identificar la presencia de estas etapas de cristalización en las unidades resulta útil para la estimación de las propiedades físicas del magma previo a su extravasado, y a su vez, ayuda en la determinación del grado de madurez de un sistema monogenético<sup>3</sup>, esto significa que, teóricamente las lavas asociadas a la culminación de un evento monogenético han tenido más tiempo para llevar a cabo su cristalización intratelúrica. Sin embargo, para poder relacionar ambos parámetros es necesario considerar el volumen magmático, de tal forma que sea posible conciliar el grado de cristalinidad con los ciclos eruptivos monogenéticos.

Lo anterior puede ser visto en algunos flujos de lava de la secuencia pre-Elegante que muestran un alto grado de cristalinidad, fuerte vesiculación y relativamente grandes volúmenes (*e.g.* muestra P06-65), mientras que otras lavas cuentan con características opuestas (*e.g.* muestra P06-67), de tal forma que si se contara con un control temporal-estratigráfico preciso, pudieran ser atribuidas a diferentes momentos en la evolución monogenética de su punto de emisión particular.

Por ejemplo, la muestra P06-91 representa un dique asociado al final de un evento monogenético (Cono Este, [Figura II.4-A](#)) y la muestra P06-62 el inicio de otro evento monogenético; la textura muestra grados de cristalinidad-vesiculación contrastantes en ambas unidades ([Anexo I](#)), que resultan en energías de emplazamiento mayores para la muestra P06-91, además, la mineralogía muy desarrollada de fenocristales de *pl-cpx* es característica de la muestra P06-91, mientras que la muestra P06-62 solo posee fenocristales de *ol*. Puesto que estas relaciones son predecibles por el modelo teórico general, resulta viable considerarlo como parámetro de referencia.

La necesidad de establecer modelos de comportamiento resulta indispensable para poder trabajar un volcanismo hidrovulcánico, puesto que la no producción de rocas volcánicas coherentes y la presencia de temple en los fragmentos juveniles, limita la percepción volumétrica y reológica de las lavas involucradas, sin embargo, la Secuencia pre-Elegante nos da información (junto con la información proporcionada por [Gutmann, 1972](#)), valiosa para el entendimiento y predicción del comportamiento del CVP que puede ser extrapolada al estudio del Cráter El Elegante como sistema magmático monogenético.

---

<sup>3</sup> La cristalización fraccional que ocurren en estos sistemas magmáticos (aún en pequeña escala y con poca modificación composicional del líquido; Paz-Moreno *et al*, 2000), poseen un alto potencial para la precipitación de cumulos máficos de mineralogías co-magmáticas de *pl-px-ol-ox*.

## II.3 SECUENCIA ELEGANTE

Esta secuencia representa el principal objetivo de este estudio. Las unidades que la componen consisten de flujos de lava, depósitos volcanoclásticos, depósitos epiclásticos y unidades francamente sedimentarias. Estratigráficamente, la Unidad B7 (Figura II.2-A) ha sido considerada para este trabajo como la parte inferior de la Secuencia Elegante debido a sus relaciones de ocurrencia, estructuras primarias, características petrográficas, y por sus firmas geoquímicas análogas con los fragmentos juveniles de los productos piroclásticos asociados al hidrovulcanismo (Cázares-Hernández et al., 2006).

Por otro lado, en el interior del cráter ha sido reportada una secuencia interpretada por Gutmann (1972, 1976) como parte de los depósitos exteriores, pero que yacen en el interior del cráter a causa de un colapso tipo caldera del edificio volcánico que ocurrió al final de la actividad del CE; posteriormente, la activación de ambientes deltaicos dentro del cráter provocaron una re-sedimentación de los materiales. Recientemente se ha encontrado evidencia contradictoria con estas interpretaciones y que permite considerar a todas las unidades del interior del cráter como unidades de origen primario depositadas *in situ*. De esta forma, la estratigrafía de los depósitos de la secuencia Elegante fue dividida en cuatro miembros de la base a la cima en:

- actividad efusiva inicial (II.3.1),
- depósitos piroclásticos exteriores (II.3.2.1),
- depósitos piroclásticos interiores (II.3.2.2) y
- depósitos sedimentarios (II.3.3).

### II.3.1 Actividad efusiva inicial

Aunque esta unidad ya había sido interpretada como el inicio de la actividad del CE por Gutmann & Turrin (2006), quienes también proveen una edad  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de  $32 \pm 6$  Ka para este derrame, actualmente no existe una caracterización física detallada que provea más argumentos sobre esta interpretación. La unidad ocurre hacia el Norte del CE, definiéndose por su exposición poco extensa y su espesor muy variable. La unidad posee características distintas a las que generalmente pueden observarse la Secuencia pre-Elegante (Tabla II.1), y puede ser considerada por separado debido a varios aspectos: la textura de temple en la superficie del derrame, la presencia de estructuras de ondulación, la distribución de su vesicularidad, texturas, asociaciones minerales y por la presencia de fragmentos de tobas engullidos en su interior.

El espesor de la unidad fluctúa hasta 7 m en distancias horizontales no mayores a 3 m, y aunque el derrame cuenta con una base muy irregular, las mayores variaciones de su espesor son debido a la presencia de fuertes *ondulaciones fosilizadas* que semejan diques con una geometría casi anular (con respecto al borde del cráter). La distribución de estas ondulaciones no presenta un patrón sistemático, como puede ser visto en la Figura II.5, y aunque se desconoce con exactitud el mecanismo bajo el cual

se produjeron, se estima que las ondas de expansión (*blast waves*) de las primeras erupciones hidrovolcánicas lograron provocar estas deformaciones (Zimanowsky & Wohletz, 2000).

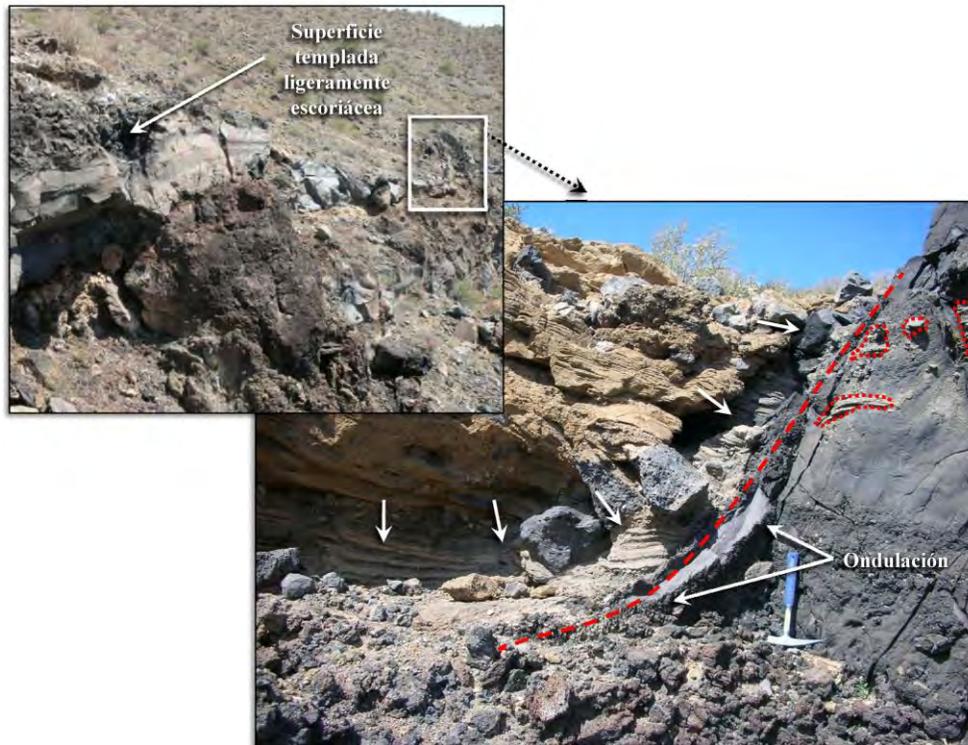


Figura II.5. Aspecto de campo de la Unidad B7 y estructuras de ondulación que se desarrollan en el derrame; nótese el "halo" de alteración térmica en las tobas de los depósitos exteriores.

La superficie del derrame muestra una típica estructura 'aa', sin embargo, en muchas partes de la superficie del derrame, se ha desarrollado una costra de temple que no sobrepasa los 2-3 cm de espesor, muy probablemente originada por el contacto de la lava con alguna fuente de agua o humedad y que se identifica por la presencia de vidrio fresco con una morfología fuertemente rugosa e irregular que forman una zona. Sin embargo, este temple no se distribuye homogéneamente en todo el derrame, ya que algunas partes presentan superficie escoriácea-aglutinada, similar a las estructuras típicas formadas por lavas que tuvieron una actividad efusiva tipo fuente de lava (*lava fountain*; Fisher & Schmincke, 1984).

Si observamos la vesiculación de la unidad, es posible resaltar ciertas anomalías: los primeros 10-15 cm de la base del derrame no poseen vesiculación, sin embargo, los siguientes 10 cm corresponden con una zona de fuertemente vesiculada y paralela a la base del flujo que desaparece gradualmente hacia la cima del derrame, haciendo que la mitad superior del derrame sea completamente masiva. En las zonas donde ocurren las ondulaciones, las vesículas se vuelven semi-paralelas a estas estructuras, mientras que en las superficies de temple desarrolladas en el contacto con los depósitos hidrovolcánicos, está presente una microvesiculación incipiente que puede ser observada solo en lámina delgada. Durante el enfriamiento de lavas sub-aéreas bajo condiciones atmosféricas y con un decrecimiento progresivo

en la temperatura, comúnmente se desarrolla una fuerte vesiculación en la cima del derrame, un centro masivo y una vesiculación menos intensa en la base (Walker, 1989; Cashman & Kauahikaua, 1997; Patrick et al., 2004), tal como sucede en otros derrames altamente fluidos del CVP, como es el caso del derrame Ives, uno de los más extensos del CVP (Paz-Moreno et al., 2008). Estos patrones de vesiculación si pueden ser observados en las unidades B1 a B6 de la secuencia pre-Elegante.

El análisis petrográfico de la unidad muestra una asociación mineralógica típica de las lavas basálticas-hawaíticas del CVP, compuesta por microfenocristales y algunos fenocristales de *ol-pl*, embebidos en una matriz holocristalina-microcristalina moderadamente equigranular de *ol-pl-cpx-ox*, con escasas microvesículas. Las relaciones texturales y mineralógicas entre fenocristales y matriz de la lava (muestra P06-11, Anexo I; Lámina II.2) son las siguientes:

fenocristales: el *ol* ocurre principalmente con cuatro morfologías características: *cristales euhedrales o automórficos y prismáticos* (Tipo 1), *cristales automorfos con recrecimiento esquelético* (Tipo 2), *cristales esqueléticos* (Tipo 3), y *cristales esqueléticos-poliédricos de hábito ameboideo* (Tipo 4), todos con un tamaño promedio de 0.5 mm y no superior a 1.3 mm. Los cristales de olivino automorfos (**Tipo 1**) poseen un buen desarrollo, colores de interferencia de alto orden y extinción recta, indicando ser cristales. Las formas esqueléticas del **Tipo 2**, corresponden a cristales con núcleos automórficos y bordes esqueléticos, resaltando una posible retoma de la cristalización de *ol* Tipo 1; algunos de estos cristales de *ol* poseen criptolitos de *ol* aglutinados en los bordes del cristal, y parecen formar un estadio de crecimiento distinto. Las formas esqueléticas del **Tipo 3** poseen inclusiones de matriz finamente cristalizada, muestran un crecimiento paralelo a las caras externas del cristal, su centro no se desarrolla o está incipientemente cristalizado y posee colores de interferencia de alto orden; las formas esqueléticas del **Tipo 4** se diferencian del Tipo 3 en que poseen una relativa mejor cristalización pero con desarrollo de cavidades vermiculares paralelas a las caras externas del cristal, poseen colores de interferencia de bajo orden y generalmente sus bordes muestran evidencia de crecimiento esquelético. Todos los fenocristales y microfenocristales de *pl* muestran haber sido parcialmente asimilados, con bordes de corrosión-recristalización y centros nublados ocasionalmente alterados a calcita-sericita, aunque también ocurren cristales angulosos con una incipiente alteración, convirtiéndose en regla general que los cristales de *pl* menos alterados poseen los tamaños más pequeños y las formas más angulosas; algunos fenocristales de *pl* con formas redondeadas presentan una gran cantidad de criptolitos de olivino que cristaliza en los bordes (Lámina II.2-C y D); de esta forma todos los cristales de *pl* presentes pueden considerarse como xenocristales, y aunque la medición de ángulos de extinción sería una herramienta útil para hacer esta discriminación, el grado de preservación de sus maclas es malo en la mayoría de los cristales; no hay *cpx* como fenocristales ni como microfenocristales;

matriz: los microlitos de *ol* generalmente ocurren con formas euhedrales y subhedrales fuertemente oxidados y con una textura seriada apenas perceptible; ocasionalmente ocurren pequeños cristales esqueléticos con aristas de gran tamaño que posiblemente representen cortes oblicuos de *ol* Tipo 3. La *pl* ocurre en microlitos automorfos que muestran orientación preferencial solo en algunas zonas, desarrollando ligeras texturas afieltradas; utilizando medición de ángulos de extinción, poseen un rango composicional entre An<sub>55</sub>-An<sub>65</sub>, y desarrollan una trama mineral en la cual el *cpx* cristaliza de forma intergranular formando en algunas zonas texturas ofíticas y ofíticas abigarradas (parches de textura ofítica), cuya característica principal es que el *cpx* desarrolla cristales con tamaños que exceden el promedio del tamaño de los

microlitos de *ol-pl-ox* de mesostasis (Lámina II.2-F y G). Los óxidos de Fe-Ti, presentan cristales poliédricos euhedrales, sin embargo, en algunas ocasiones están restringidos intergranularmente con formas subhedrales y tabulares-aciculares. La relación fenocristales/matriz es muy baja, formando una textura típicamente microporfírica de muy baja intensidad. La relación de cristalización entre el *ol* y la *pl* de la matriz generalmente da lugar a texturas poikiliticas donde los chadacristales de *ol* muestran formas subhedrales a anhedrales, mientras que la *pl* forma cristales euhedrales, además de que presentan en ocasiones evidencia de que la *pl* es anterior y contemporánea con el *ol* (Lámina II.2 1-4), una relación muy similar puede encontrarse en los cristales de *ox*, donde algunas veces puede observarse cristalización temprana y tardía de esta última fase con respecto a la *pl*.

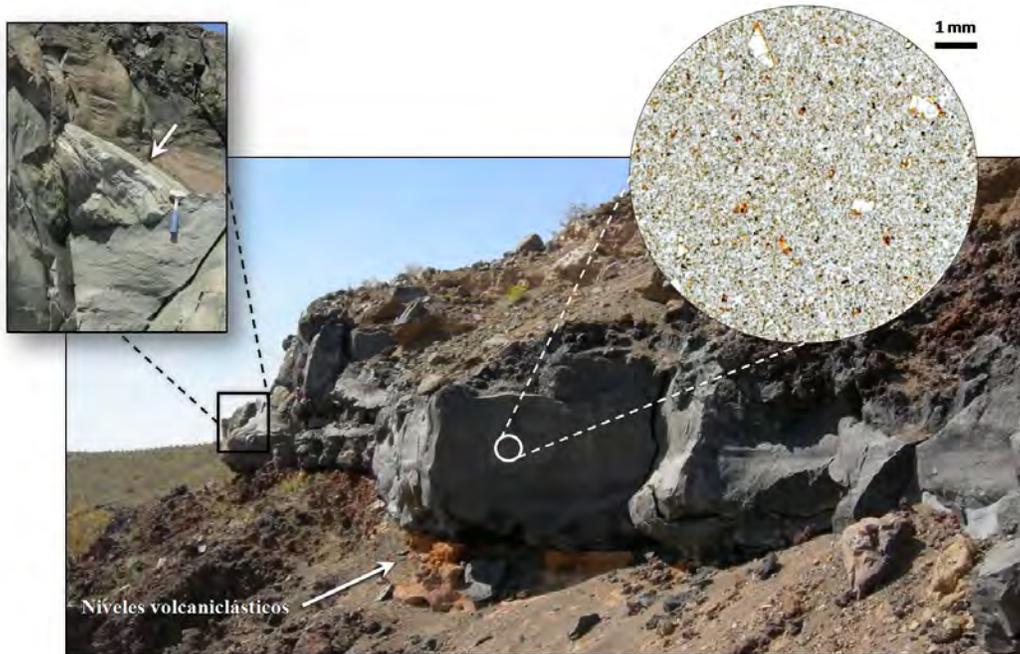
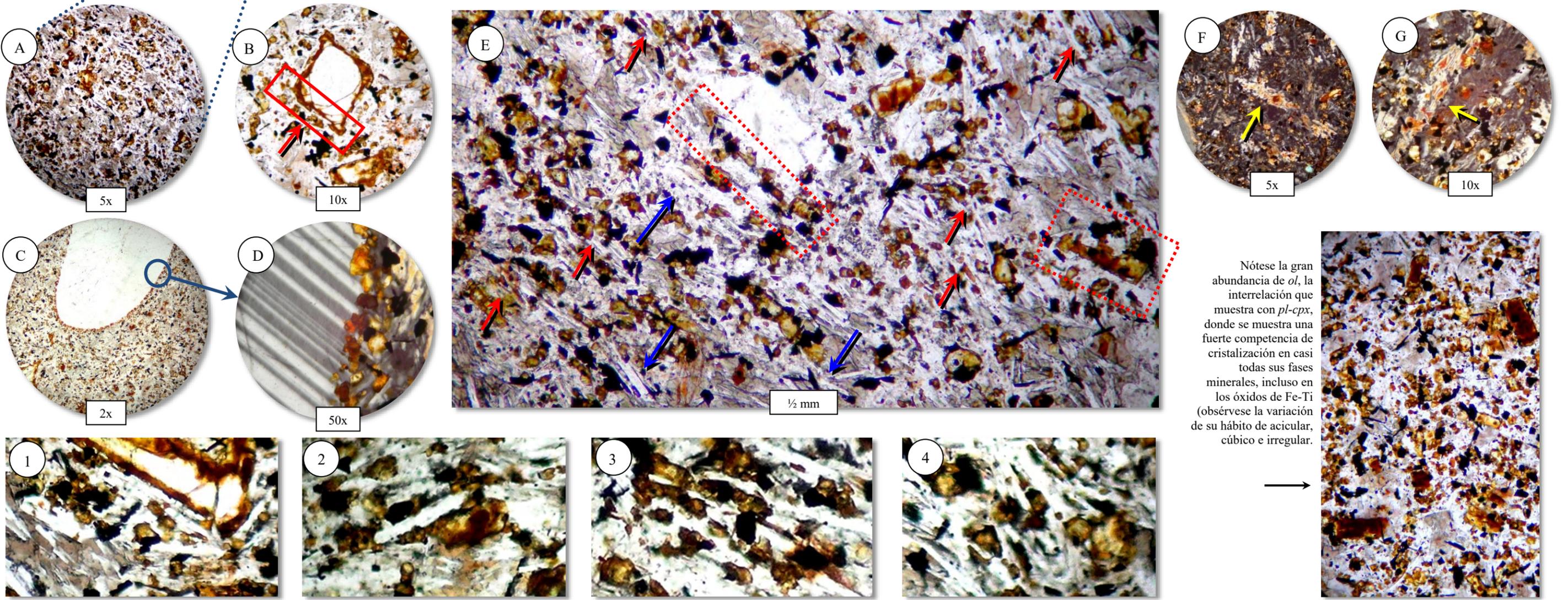
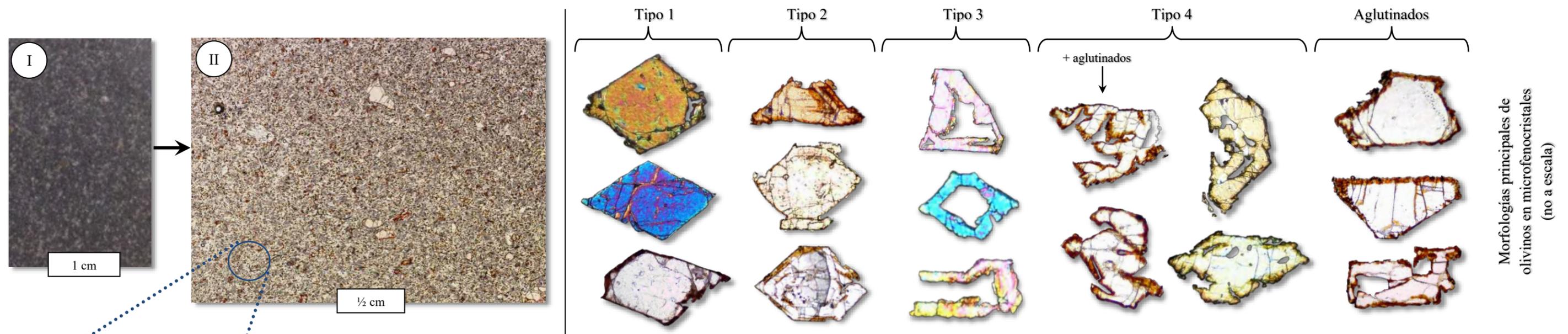


Figura II.6. Aspecto de campo de la Unidad B7; presencia de fragmentos de tobas engullidas y con alteración térmica; obsérvese la superficie de temple que presenta, y la presencia de niveles epiclásticos debajo del derrame.

Generalmente en las lavas basálticas-hawaíticas del CVP las asociaciones minerales constan de fenocristales de *pl-ol-cpx* euhedrales a subhedrales y una matriz merocristalina de  $pl + cpx + ol \pm ox$  con mínimas variaciones texturales (Gutmann, 1977; Paz-Moreno et al., 2003a; Paz-Moreno et al., 2004). En la Unidad B7 no se cumple esta asociación general, ya que la cantidad de *ol + ox* excede por mucho la abundancia esperada para una cristalización al equilibrio típica de lavas subaéreas. Tanto las características de ocurrencia como la evidencia mineral sugieren que la unidad cristalizó bajo condiciones inestables, muy posiblemente debido a la presencia de agua, si consideramos las estructuras de temple.



Nótese la gran abundancia de *ol*, la interrelación que muestra con *pl-cpx*, donde se muestra una fuerte competencia de cristalización en casi todas sus fases minerales, incluso en los óxidos de Fe-Ti (obsérvese la variación de su hábito de acicular, cúbico e irregular).

Lámina II.2. Fotomicrografías de la Unidad B7 (Muestra P06-11). I y II muestran el aspecto en muestra de mano y vista megascópica de la textura microporfírica característica de la unidad. A) matriz microcristalina equigranular y un microfenocristal de *ol*; C) relación existente entre algunos xenocristales de *pl* y el *ol* de la matriz, el cual crece embebido dentro de la plagioclasa y en D) puede observarse cómo los olivinos en cristales individuales parecen haber nucleado a partir del xenocristal; E) aspecto de la matriz donde se observan algunas relaciones de cristalización; flechas azules: lugares donde la *pl* muestra dominancia de cristalización; flechas rojas: lugares donde *ol* y *pl* muestran competencia de cristalización; recuadros rojos: evidencia de cristalización de *ol* posterior a *pl*; F) y G): textura ofítica abigarrada donde el *cpx* de forma tardía crece en cristales alargados y de mayor tamaño que *ol-pl-ox*, con colores de interferencia intermedios; 1 a 4: (todas a 50x) relación de cristalización entre *ol* y *pl*, observándose tres tipos principales donde el *ol* cristaliza pre, sin y posterior a *pl-ox*. Amplitud de los campos visuales: 2x=8mm; 5x=2mm; 10x=1mm; 50x=200µm.

### II.3.1.1 Condiciones de cristalización

En muchas ocasiones la correcta interpretación petrográfica de las morfologías minerales y sus texturas, ayudan a estimar las trayectorias de cristalización de un magma o lava (McPhie et al., 1993, Bard, 1985, Hibbard, 1995), estando implícito el entendimiento fisicoquímico del equilibrio líquido-cristal. Cuando las condiciones de cristalización ocurren en forma inestable, como es el caso de la Unidad B7, el líquido trata de alcanzar un estado de equilibrio con las fases minerales que produce, generando texturas y morfologías que obedecerán a las condiciones termodinámicas provocadas por dicha inestabilidad, esto es que las fases minerales generadas durante un super-enfriamiento poseerán morfologías y texturas que reflejarán un estado fisicoquímico perturbado, registrando episodios abruptos en la historia de enfriamiento-cristalización (Roeder & Emslie, 1970; Shelley, 1993; Best & Christiansen, 2001).

En el caso del olivino, por ser la fase de más alta temperatura (*liquidus* ubicado aproximadamente entre 1320°C a ~0.8% H<sub>2</sub>O y 1290°C a ~1.8% H<sub>2</sub>O; Médard & Grove, 2007), ha mostrado ser una fase altamente sensible a condiciones de enfriamiento inestables o extremas (e.g., basaltos del piso oceánico, basaltos lunares, komatitas, meteoritos condriticos, etc.; Roeder & Emslie, 1970). Por esta razón se toma al *ol* como punto de referencia en la interpretación textural de la Unidad B7, además, las morfologías de los olivinos han sido estudiadas experimentalmente a partir del estudio de líquidos basálticos artificiales (Zieg & Lofgren, 2006; Faure et al., 2003; Faure et al., 2007; Médard & Grove, 2008), y en estos experimentos algunos autores han logrado identificar hasta diez morfologías distintas de olivinos que corresponden a diferentes y particulares gradientes de descenso de la temperatura. El principal hallazgo es que las formas similares de olivino corresponden a una misma razón de enfriamiento (mismo  $\Delta T$ ), sin una dependencia directa con la composición del líquido (Donaldson, 1976; Faure et al., 2003).

Generar cristales con altas tasas de crecimiento provoca una sobresaturación del líquido en ciertos elementos debido a la baja e ineficiente difusión que ocurre en la interfaz líquido-cristal (Vernon, 2004; Faure et al., 2007); dicho de otra manera, la razón de crecimiento del cristal es tan elevada que no alcanza un equilibrio químico con el líquido y no es completada la transferencia química (difusión) correcta hacia la estructura cristalina de la fase en crecimiento, concentrando elementos que deberían estar incorporados en la estructura cristalina del *ol*, por lo que las subsecuentes fases en cristalizar se verán forzadas a buscar un equilibrio con un líquido que ya ha sido termodinámicamente acelerado y químicamente saturado.

Puesto que es importante determinar si este derrame (Unidad B7) representa el inicio de la actividad monogenética del CE, resulta indispensable estimar su historia de enfriamiento. Así, asumiendo una inestabilidad del sistema líquido-cristal ocasionada por la presencia de un “enfriador”, las trayectorias teóricas de cristalización del derrame basadas en el *ol*, se pueden considerar como sigue:

1. los microfenocristales de *ol* euhedral Tipo 1, cristalizaron con tasas de nucleación ( ${}^4T_N$ ) muy bajas y tasas de crecimiento ( ${}^5T_C$ ) relativamente pequeñas (características de un magma de alta temperatura), y estuvieron al equilibrio con un líquido recién ubicado justo en el *liquidus* previo a su emplazamiento; no posee evidencia de coexistencia con otras fases minerales, sugiriendo cristalización intratelúrica para el *ol* euhedral Tipo 1;
2. los microfenocristales de *ol* esqueléticos Tipo 3, cristalizaron con  $T_N$  bajas, ligeramente mayores a las del *ol* Tipo 1, pero con  $T_C$  muy elevadas, y estuvieron al equilibrio con un líquido que descendía del *liquidus* hacia el *solidus* de manera acelerada;
3. es posible que el *ol* Tipo 2 haya sido desarrollado en esta etapa a partir de una retoma en la cristalización de *ol* Tipo 1 que viró de ser Tipo 1 a Tipo 3, mediante una nucleación heterogénea<sup>6</sup>;
4. la formación de microfenocristales de *ol* esquelético-ameboideo Tipo 4, pudo haber sido producto de dos posibles procesos:
  - a. una disolución parcial de cristales Tipo 1, por una disminución de la temperatura del *liquidus* del *ol*, que en este caso se comportaría como *solvus*;
  - b. la cristalización de *ol* mediante procesos similares a los del punto 2, pero con  $T_C$  que viraron de altas a moderadas (cristal esquelético con posterior crecimiento “normal”);
  - c. las dos situaciones anteriores, indicarían un período del sistema en el cual la energía libre del sistema se mantuvo relativamente constante o desaceleró su descenso;
5. cristalización de mesostasis, donde la aceleración del desarrollo de microfenocristales (puntos 1 – 4), derivó varios procesos:
  - a. sobresaturación del líquido en elementos compatibles (Mg-Fe), que resultó en una cristalización de *ol* con altas  $T_N$  y bajas  $T_C$  que fueron mantenidas casi hasta la solidificación de la lava y que dieron como resultado gran abundancia de estas fases en cristales pequeños;
  - b. cristalización de *pl* con  $T_N$  altas y  $T_C$  bajas, con un orden de cristalización que muestra una fuerte competencia con *ol-ox*, mostrando trayectorias independientes entre sí;
  - c. cristalización de *cpx* con  $T_N$  bajas y  $T_C$  relativamente muy altas, con ausente competencia de cristalización, indicando que cristalizó enteramente a partir del líquido intersticial residual, representando la química del líquido al cierre del sistema;
6. la trayectoria dada por el punto 4a, condiciona a un retardo en la nucleación de *ol* ocasionado por el superenfriamiento y la sobresaturación del líquido (Donaldson, 1976), tal como es evidenciado también por las competencias de cristalización con *pl* y *ox*.

La ausencia de formación de fases hidroxiladas (esmectitas y otras arcillas derivadas de la alteración del olivino), afirma la trayectoria dada por el punto 4b, y también permite definir al sistema de cristalización-enfriamiento de la Unidad B7 como un sistema cerrado que solo intercambió altos

---

<sup>4</sup> Entiéndase por  $T_N$ , la intensidad de generación de núcleos minerales por volumen, distinto de *densidad de nucleación* (número de núcleos por volumen, el cual es cuantitativo).

<sup>5</sup> Entiéndase por  $T_C$ , a la razón de crecimiento del cristal con respecto al tiempo.

<sup>6</sup> Nucleación heterogénea es aquella que utiliza como núcleo protocristalino una superficie existente, y es energéticamente más fácil de llevarse a cabo que la nucleación homogénea (Hibbard, 1995).

diferenciales de temperatura propiciados por la presencia de un “enfriador”, en este caso agua externa que templó el sistema.

Las distintas morfologías del *ol* muestran que el enfriamiento acelerado ocurrió en episodios de variable intensidad, tal como se interpreta en la **Figura II.7**. Durante el ascenso magmático y la cristalización intratélúrica, la razón de enfriamiento del líquido no excedía su capacidad de equilibrio, sin embargo, el aumento en la velocidad de enfriamiento ocasionada por el enfriador genera una fuerte transferencia de calor ( $-\Delta T$ ) con el exterior que aceleró la cristalización del *ol* y obligó al líquido a iniciar el proceso de formación de la mesostasis. Así, a manera de resumen pueden ser concluidos tres puntos principales:

- i. que el líquido inicial pre-eruptivo, era altamente fluido (baja viscosidad), de alta temperatura y muy pobre en cristales (únicamente *ol* euhedral);
- ii. que la cristalización de este líquido se llevó a cabo en tres etapas o fases (**Figura II.7**):
  - a. una etapa intratélúrica que cristalizó solo *ol* (Tipo 1);
  - b. una etapa sub-superficial (temple) que cristalizó solo *ol* esquelético (Tipos 2, 3 y 4);
  - c. una etapa superficial que propició la cristalización completa del líquido restante para formar la asociación mineral de la matriz; y
- iii. que la presencia de agua externa superficial modificó la trayectoria de cristalización del líquido casi desde el sub-liquidus y hasta el *solidus*, quedando registrado a nivel de mineralogía y textura de la unidad.

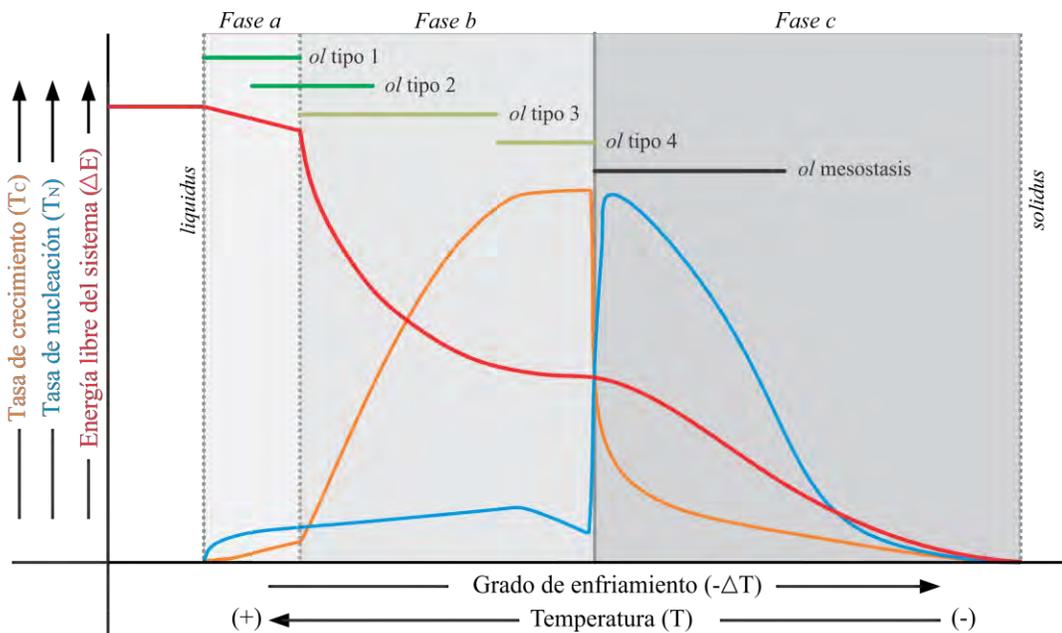


Figura II.7. Diagrama termodinámico-cualitativo de las trayectorias de cristalización estimadas para la Unidad B7, considerando al olivino como un sistema trazador de condiciones. Explicación de las Fases en el texto.

Claramente la superficie templada del derrame representa la zona de mayor diferencial de temperatura. Esta costra de temple pudo haber ocasionado que el centro del derrame permaneciera

‘aislado’ del exterior y por lo tanto parcialmente fundido, permitiendo condiciones de cristalización menos abruptas que las que ocurrieron en la superficie del derrame, pero sí con una aceleración suficiente como para inestabilizar el sistema y desarrollar las texturas descritas, además de mantener un centro lo suficientemente fluido como para generar las deformaciones.

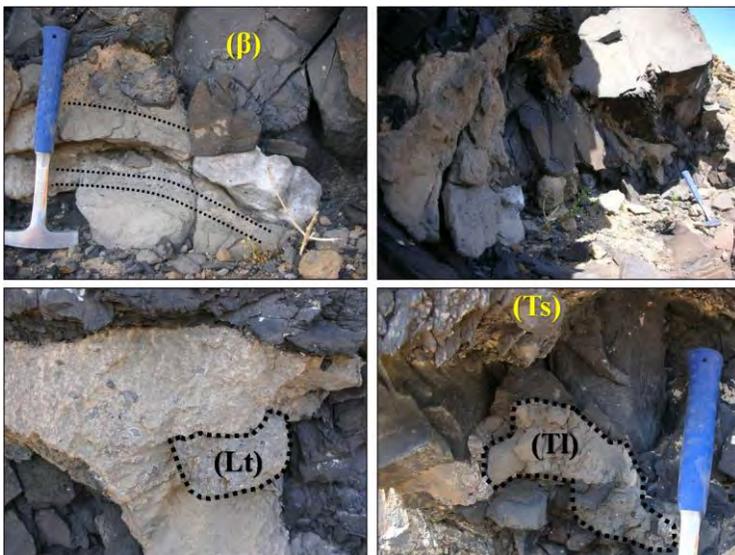


Figura II.8. Fragmentos de los depósitos hidrovolcánicos engullidos dentro de la Unidad B7. Tl: toba lítica; Lt: lítico; Ts: superficie de temple; β: basalto. Nótese el aspecto grisáceo de los fragmentos de tobas, producto de su alteración térmica.

La cantidad de agua efectiva que estuvo involucrada durante este proceso, no fue la adecuada para crear una mezcla explosiva, pero tampoco tan abundante como para liberar cantidades mayores de calor y haber

formado un derrame compuesto por vidrio en su mayoría. En términos de las características del líquido asociado a la Unidad B7, puede mencionarse que es consistente con lo que establece el *modelo teórico general* propuesto para el magmatismo del CVP (página 31), esto es, que cumple con los requerimientos para ser un magma inicial de un evento monogenético.

### II.3.2 Actividad explosiva (hidrovolcánica)

Inmediatamente seguido del emplazamiento de esta unidad efusiva, fueron depositadas tobas brecha, tobas líticas y tobas de ceniza y lapilli que dieron lugar a los depósitos exteriores que forman el anillo de proyecciones en el borde del cráter (Figura II.11). Estos depósitos poseen estructuras primarias que permiten obviar que fueron depositados por mecanismos tanto de oleadas piroclásticas, como caída libre y proyección balística, típicos de ambientes hidrovolcánicos (Fisher & Schmincke, 1984; Branney & Kokelaar, 2002; McPhie et al., 1993; Wohletz & Heiken 1992).

Hasta la fecha esta secuencia ha sido estudiada bajo diversas temáticas (Gutmann, 1976, 2002, 2006; Wohletz & Sheridan, 1979, 1983; Martin & Németh, 2004; Cázares-Hernández et al., 2006; Cázares-Hernández & Vidal-Solano, 2007), pero nunca ha sido estudiada considerando la hipótesis de trabajo que se plantea al inicio del presente estudio (página 5). Además, con la realización de un estudio estratigráfico y de facies en los depósitos de oleadas del CE y con la adición de unidades sedimentarias al registro estratigráfico, este trabajo pretende cubrir un *gap* en la caracterización que es indispensable analizar para poder comprender completamente la evolución del sistema del CE.

Puesto que los depósitos de origen hidrovulcánico están conformados por cientos o miles de estratos individuales de distinta granulometría y con abundantes estructuras internas, su descripción e interpretación se vuelven complicadas. Para atender este problema, resultó indispensable establecer una metodología descriptiva de campo que considerara solamente las características físicas de los depósitos (estructuras primarias, espesores de los estratos, granulometría relativa y componentes principales). Con el fin de homogenizar la información recolectada, se establecieron arbitrariamente esquemas de clasificación que se basan en el ordenamiento jerárquico sugerido por Fisher & Schmincke (1984) y McPhie et al. (1993). En este estudio no fue realizado un análisis de la distribución horizontal de los niveles, conociendo de antemano que resultaría en información muy útil.

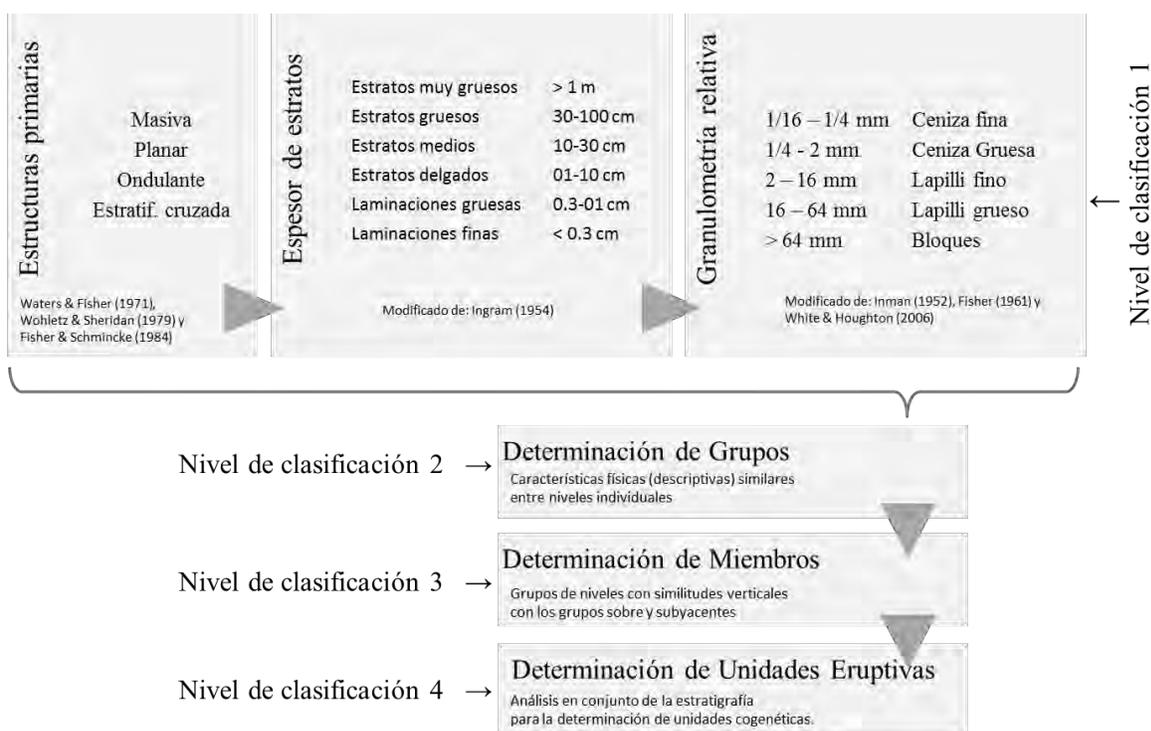


Figura II.9. Ordenamiento jerárquico en la obtención de datos estratigráficos para los depósitos hidrovulcánicos. Aplicados desde estratos individuales hasta la determinación de Miembros de las secuencias.

En todas las descripciones realizadas se siguieron las terminologías empleadas para depósitos de oleadas piroclásticas (tipo surge): las referencias de descripción de estructuras primarias fueron tomadas a partir de las sugeridas por Waters & Fisher (1971), Wohletz & Sheridan (1979) y Fisher & Schmincke (1984), los espesores de estratos y/o niveles individuales a partir de los establecidos por Ingram (1954), mientras que los rangos granulométricos relativos fueron tomados de Inman (1952), Fisher (1961) y White & Houghton (2006); la Figura II.9, muestra los valores de los rangos utilizados y el orden jerárquico en que fueron utilizados.

### II.3.2.1 Depósitos exteriores

Estos depósitos están representados por la secuencia que forma al anillo de proyecciones que le otorgan el bajo relieve al cráter. Poseen un espesor de entre 35 y 40 metros en el borde del cráter y cuentan con una distribución horizontal radial de ~800 metros en promedio (ver Mapa Geológico, **Figura II.1**). Para obtener una mejor referencia de estos depósitos, se realizaron dos perfiles en los lugares de mejor acceso y exposición continua de los niveles: un perfil ubicado al norte del CE que define la Secuencia Norte ( $S_N$ ) y otro ubicado al sur que define la Secuencia Sur ( $S_S$ ).

#### II.3.2.1.a Secuencia Norte

Estos depósitos cuentan con un espesor máximo de ~45 metros en el borde del cráter (**Figura II.11**), y su contacto inferior es con la Unidad B7, con una relación estratigráfica descrita en la sección anterior. En esta secuencia fueron identificados 22 grupos litoestratigráficos (**Figura II.10**), cada uno de los cuales contiene niveles con características físicas similares cuya descripción detallada por grupo (**Anexo II**) permitió identificar seis miembros (N1 a N6, también litoestratigráficos) cada uno compuesto por uno o más grupos:

Miembro N1: se compone por los grupos An a Dn; abundan los niveles sin estructura o masivos y niveles que tienen una moderada a mala clasificación granulométrica; en menor proporción ocurren algunos niveles con estratificación delgada a media con estructuras de ondulación e incipiente estratificación cruzada, granulométricamente mejor clasificados. Los niveles masivos son principalmente tobas brecha y tobas líticas que poseen clastos soportados por una matriz más fina (ceniza gruesa a lapilli fino) que ocasionalmente poseen gradación simétrica (inversa a normal) en los clastos, mas no en la matriz; los niveles estratificados se componen principalmente de ceniza y en fragmentos tamaño lapilli (FTL) esparcidos aleatoriamente, cuentan con escasos bloques de impacto que generan deformación suave de los niveles, algunos de los cuales deforman los niveles inferiores a los que hospedan la estructura en 'sag'. Son comunes los fragmentos juveniles tamaño lapilli y bombas en coliflor de más de 64 mm de diámetro, sin embargo, ocurren en mayor proporción los fragmentos juveniles tamaño lapilli;

Miembro N2: se compone por los grupos En a Mn; se compone principalmente por grupos en los que abundan niveles masivos y niveles estratificados, con una ocasional intercalación de niveles planares a ondulares dispuestos en estratos delgados y con una mala clasificación granulométrica. Los niveles masivos (y más abundantes) son ricos en ceniza con un intenso fracturamiento ortogonal a sus límites superior e inferior y con ocasionales bloques de hasta 1 metro que no ocasionan deformación plástica (e.g. Grupo Fn), los cuales se hallan intercalados con niveles granulométricamente similares pero dispuestos en estratos medios a delgados (a veces en laminaciones gruesas) que poseen abundantes estructuras de ondulación y estratificación cruzada bien desarrollada; los niveles planares a ondulares se componen de lapilli soportado en ceniza con escasos fragmentos de lapilli grueso que generalmente no ocasionan deformación; los fragmentos juveniles tamaño lapilli son particularmente muy abundantes en los niveles ricos en lapilli; ocurren escasas bombas en coliflor con tamaños que varían entre 10 y 30 cm;

Miembro N3: se compone por los grupos Nn a Rn; ocurren principalmente niveles con estratificación media a fina ocasionalmente laminados y en menor proporción niveles masivos con burda estratificación planar y

granulométricamente más gruesos, pero también ocurren algunos niveles masivos de aspecto brechoide con abundantes clastos. Los grupos más abundantes se componen niveles ricos en ceniza que soporta algunos FTL esparcidos y que no muestran gradación alguna, presentan fuertes ondulaciones y cuando son laminares poseen estratificación cruzada moderadamente desarrollada; los niveles masivos con burda estratificación cuentan con una mayor concentración de FTL soportados por ceniza pero algunas veces están soportados por clastos, pero poseen una clasificación granulométrica buena a moderada; los niveles de aspecto brechoide ocurren en estratos gruesos y no poseen estructuras primarias, granulométricamente son mal clasificados (ceniza + bloques); generalmente los niveles estratificados poseen marcas de impacto de bloques que no sobrepasan los 30 centímetros y generan moderada a fuerte deformación. Los fragmentos juveniles tamaño lapilli son abundantes, con escasas bombas en coliflor de menos de 10-15 cm, y están presentes mayormente en aquellos niveles ricos en lapilli;

Miembro N4: se compone por los grupos Sn y Tn; ocurren principalmente dos tipos de grupos: grupos que contienen intercalaciones de niveles planares con estratificación delgada a laminación gruesa interestratificados con niveles masivos (ligeramente planares) con estratificación delgada a gruesa, y grupos que contienen intercalaciones de niveles ondulantes con estratificación delgada a laminaciones gruesas y niveles masivos-planares con estratificación delgada; los niveles más abundantes son los niveles que ocurren en estratos delgados a laminaciones gruesas, los cuales poseen una buena clasificación granulométrica debido principalmente a la abundancia de finos con escasos FTL, mientras que los niveles menos abundantes son los niveles masivos-planares compuestos principalmente por FTL (los cuales incluyen fragmentos juveniles tamaño lapilli, a menudo palagonitizados) pero que poseen una clasificación granulométrica moderada; los niveles que ocurren de forma laminada, generalmente poseen estratificación cruzada;

Miembro N5: se compone por el grupo Un; se caracteriza por la presencia de niveles con estratificación media a gruesa, generalmente sin estructura interna; granulométricamente son moderadamente bien clasificados y se componen principalmente por lapilli soportado en una matriz de ceniza gruesa, ocasionalmente soportado en clastos; ocurren intercalados algunos niveles con estratificación delgada, ligeramente ondulantes y con abundantes juveniles. Escasos bloques de impacto; homogeneidad en la distribución de niveles tanto en su espesor como en su granulometría;

Miembro N6: se compone por el grupo Vn; se compone principalmente por tres tipos de niveles: niveles masivos ricos en ceniza dispuestos en estratos medios a gruesos que contienen escasos líticos que no muestran evidencia de impacto; niveles ondulantes en estratos delgados, ocasionalmente en laminaciones gruesas, granulométricamente más gruesos que los niveles masivos (FTL dispersos que otorgan una clasificación granulométrica moderada) y albergan abundantes bloques de impacto que deforman los estratos; niveles masivos dispuestos en estratos medios a delgados (en menor proporción) que se componen principalmente por FTL. En el aspecto general parecen ser mucho más abundantes los niveles masivos finos y los niveles ondulantes; ocasionalmente se encuentran juveniles de tamaño considerable (5-15 centímetros).

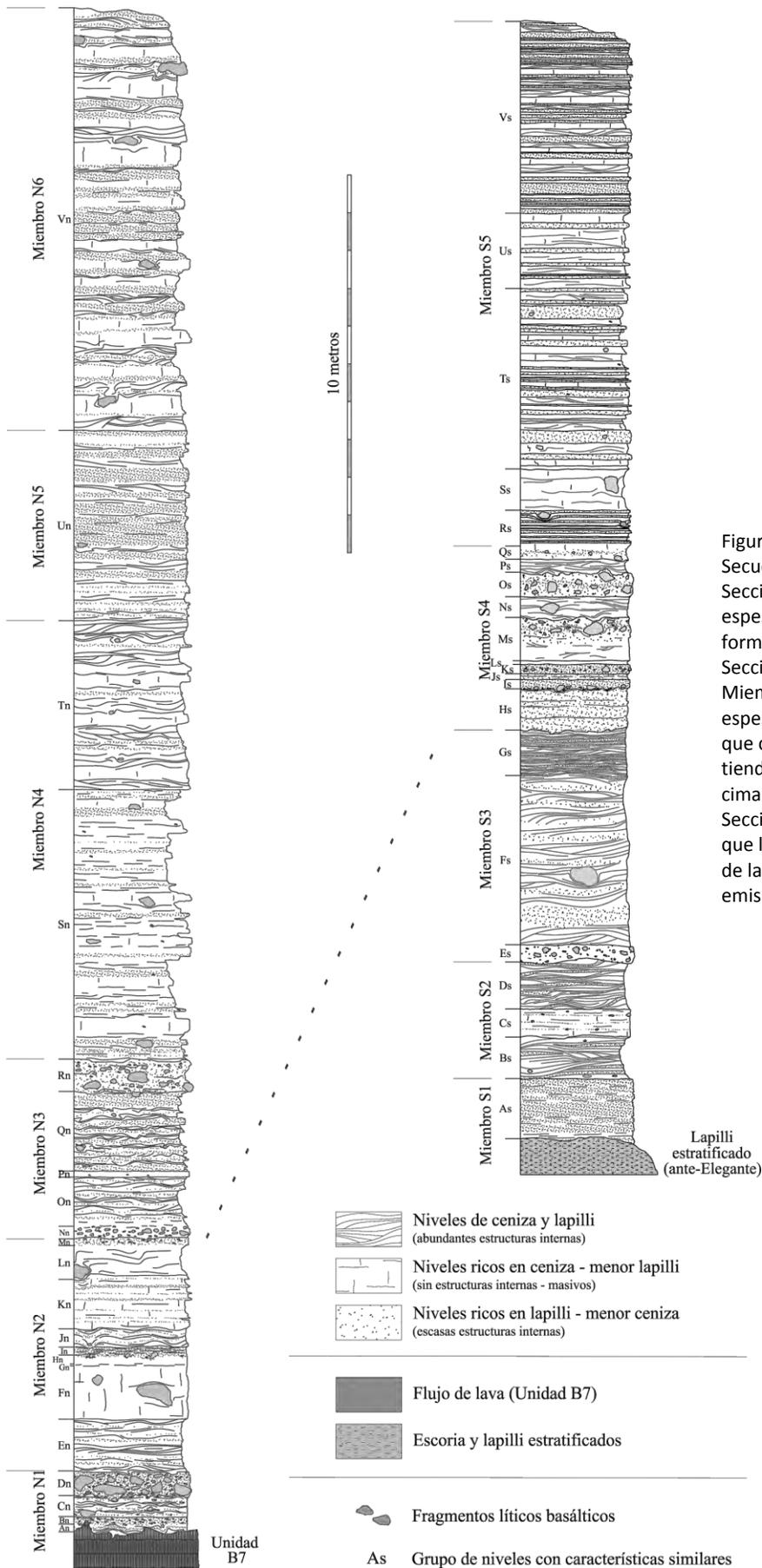


Figura II.10. Perfiles estratigráficos de la Secuencia piroclástica Exterior del CE. La Sección Norte (izq.) con ~45 m de espesor, se compone de 6 Miembros formados por 22 Grupos, mientras que la Sección Sur (der.) se compone de 5 Miembros formados por 22 Grupos; el espesor y granulometría de los niveles que componen a ambas secuencias, tienden a ser más homogéneos hacia la cima de los depósitos. La base de la Sección Norte es la Unidad B7, mientras que la base de la Sección Sur son niveles de lapilli (morusa) que pertenecen a las emisiones finales del Cono Sur.

A la escala de Grupo, e incluso a la escala de Miembro, los niveles muestran gran similitud entre sí, tanto en sus estratoformas como en los espesores de sus estratos. Además, los fragmentos juveniles disminuyen en abundancia y tamaño hacia la cima de la secuencia, siendo más abundantes en los primeros 15 metros (Miembros N1 a N3), a veces con diámetros de hasta 50 centímetros.

Es muy visible que los miembros estratigráficos inferiores son más ricos en grupos con aspecto “brechoide”, que típicamente poseen una gran cantidad de bloques soportados por una matriz de ceniza gruesa a lapilli fino, y en raras ocasiones soportados por clastos, mientras que los miembros estratigráficos superiores están dominados por grupos que contienen niveles ondulantes ricos en FTL intercalados con niveles masivos ricos en ceniza. Por lo general los contactos entre grupos son fáciles de distinguir en campo, además de que no se observó ningún patrón de gradación entre los distintos miembros estratigráficos.



Figura II.11. Ubicación de elaboración del perfil estratigráfico de la Sección Norte. Estratigráficamente se ubica encima de la Unidad B7.

### II.3.2.1.b Secuencia Sur

Cuenta con un espesor máximo de ~30 metros en el borde del cráter, y su contacto inferior es con los materiales piroclásticos finales del Cono Sur (Figura II.12). Al igual que en la Secuencia Norte, aquí también fueron identificados 22 grupos litoestratigráficos (coincidencia del análisis estratigráfico), y su agrupación se basó en los criterios ya mencionados permitió identificar 5 miembros (S1 a S5) cada uno compuesto por uno o más grupos (Anexo III). Cada miembro tiene las siguientes características:

Miembro S1: se compone por el grupo As; consta mayormente de niveles planares con estratificación media, ocasionalmente ondulantes y que se encuentran intercalados con niveles laminados sin ondulaciones; los niveles más abundantes son los niveles planares de buena clasificación granulométrica y compuestos principalmente de lapilli soportado por ceniza (ocasionalmente soportados por clastos); los niveles de menor abundancia son planares con estratificación delgada y se componen principalmente de ceniza con

escasos FTL con distribución aleatoria y sin gradación alguna. Abundantes fragmentos juveniles (bloques y bombas) de hasta 10-15 cm de diámetro, muchos de ellos con bordes moderadamente palagonitizados;

Miembro S2: se compone por los grupos Bs a Ds; se forma por dos tipos principales de asociaciones de niveles: niveles ricos en ceniza con abundantes FTL dispuestos en estratos delgados y laminaciones gruesas, con desarrollo de fuertes ondulaciones y abundante estratificación cruzada; y niveles completamente masivos compuestos principalmente por ceniza, con ocasionales fragmentos líticos incluidos que no deforman al nivel. Estos niveles poseen espesores muy constantes y estructuras internas con pocas variaciones, además de que cuentan con muy baja concentración de bloques o bombas juveniles;

Miembro S3: se compone por los grupos Es a Gs; principalmente se conforma por grupos de niveles ondulantes con estratificación media, niveles ondulantes con estratificación delgada a laminación fina y ocasional estratificación cruzada, y niveles masivos dispuestos en estratos delgados a medios; los niveles más abundantes son los niveles ondulantes sin laminación, compuestos principalmente por ceniza y escasos FTL, que se intercalan con los niveles masivos de estratos delgados, los cuales se componen principalmente por lapilli soportado por ceniza, y hacia la cima de este miembro ocurren los niveles muy continuos de estratos finamente laminados; hacia la base de este Miembro ocurre un nivel de brecha que muestra una base erosional con la parte superior del Miembro S2 (grupo Ds). Ocurren escasos juveniles, y los niveles masivos ricos en FTL generalmente albergan las mayores cantidades;

Miembro S4: se compone por los grupos Hs a Qs; se caracterizan por un aumento en la granulometría de los niveles que le componen; ocurren como intercalaciones de dos tipos principales de niveles: niveles ricos en lapilli dispuestos en estratos planares donde algunos de ellos son ricos en bloques con gradación simétrica inversa a normal, y niveles ricos en ceniza que varían de delgadamente estratificados a niveles con laminación gruesa, que en algunas ocasiones poseen una continuidad entre sí, formando un solo nivel que varía de rico en ceniza en la base (con laminación y estratificación cruzada) a niveles de lapilli y bloques con gradación simétrica inversa a normal en la cima, formando en ocasiones un solo Grupo (e.g. Grupo Ms). Algunos niveles dispuestos con laminación gruesa poseen estratificación cruzada incipiente; los fragmentos juveniles ocurren principalmente en los niveles o grupos ricos en estratos ondulantes a laminares; característicamente se distingue de los demás por mostrar una gran heterogeneidad en los tamaños de grano (ceniza + bloques);

Miembro S5: se compone por los grupos Rs a Vs; forma casi el 50% de la Sección entera; se compone por grupos que muestran niveles muy homogéneos en la distribución de su espesor, en su granulometría, y en su proporción (casi equitativa); ocurren tres principales tipos de niveles o estratos: dispuestos en estratos delgados a medios compuestos por lapilli soportado por ceniza, dispuestos en estratos delgados a laminaciones gruesas formados por ceniza y esparcidos FTL, y niveles dispuestos en estratos delgados a gruesos masivos formados principalmente por ceniza y ocasionales bloques sin deformación plástica. Generalmente no muestran continuidad entre estratos individuales y los fragmentos juveniles, aunque escasos, ocurren principalmente en los niveles ricos en lapilli.

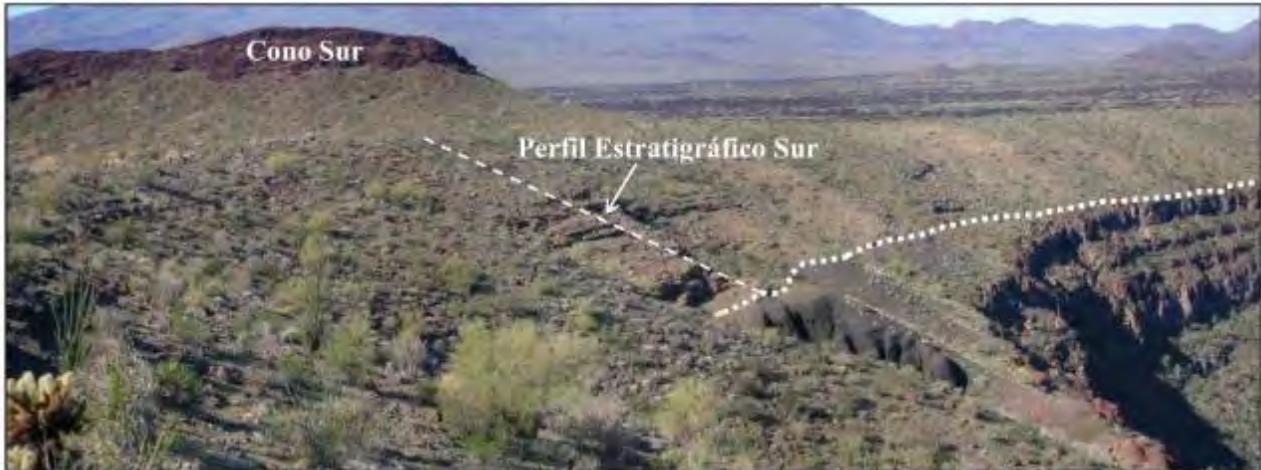


Figura II.12. Ubicación de elaboración del perfil estratigráfico de la Sección Sur. Estratigráficamente se ubica encima de las emisiones de lapilli del Cono Sur (vista en segundo plano) y visiblemente posee dos rasgos morfológicamente más abruptos que corresponden con los Miembros S2 y S4.

A diferencia de la Secuencia Norte, un gran porcentaje de los estratos individuales de la Secuencia Sur se componen enteramente por ceniza, aunque no poseen espesores tan considerables como los niveles ricos en ceniza de la Secuencia Norte. Además, los depósitos de la Secuencia Sur poseen en general una mayor cantidad de estructuras internas y muy desarrolladas (ondulaciones y estratificación cruzada). Los niveles de aspecto brechoide que ocurren en la Secuencia Sur no son tan persistentes ni abundantes y, contrariamente a los que se encuentran en la Secuencia Norte, no se concentran preferencialmente en la base de los depósitos, además de que se caracterizan por poseer una gradación simétrica inversa a normal.

#### II.3.2.1.c Análisis de facies

El ordenamiento jerárquico de la información arrojó como resultado el agrupamiento de niveles individuales en Grupos y Miembros (Figura II.10), sin embargo, esta información no es fácil de interpretar ya que carece de referencias de comparación entre ambas secuencias. Aunque actualmente los depósitos de oleadas piroclásticas han sido intensamente estudiados (e.g.: Freundt & Schmincke, 1985; Lajoie, et al., 1992; Allen, et al., 1996; Vazquez & Ort, 2006; entre muchos otros), la mayoría de los trabajos usan únicamente la granulometría de los depósitos como parámetro discriminante, donde la comparación entre el coeficiente de clasificación ( $\sigma\phi$ ) y el diámetro medio de las partículas ( $Dm\phi$ ) establecen rangos que representan el esquema final de caracterización (Figura II.13, Tabla I.1).

Este esquema ha sido aceptado en numerosos estudios enfocados en caracterizar las propiedades físicas de los depósitos, donde los resultados granulométricos han sido la base de referencia para la determinación de facies (Sheridan, 1971; Waters & Fisher, 1971; Crowe & Fisher, 1973; Sheridan et al., 1987; Allen et al., 1996; Dellino & La Volpe, 2000; Carrasco-Núñez et al., 2007; Miyabuchi et al., 2006; Gençalioglu-Kuşcu et al., 2006). Por otro lado y contrario a este método de trabajo, algunos

autores han manifestado que las variaciones verticales de los datos granulométricos son difíciles de evaluar debido a la escasa continuidad lateral de los niveles, concluyendo que las proporciones son más relevantes que los números en sí (Carrasco-Núñez et al., 2007).

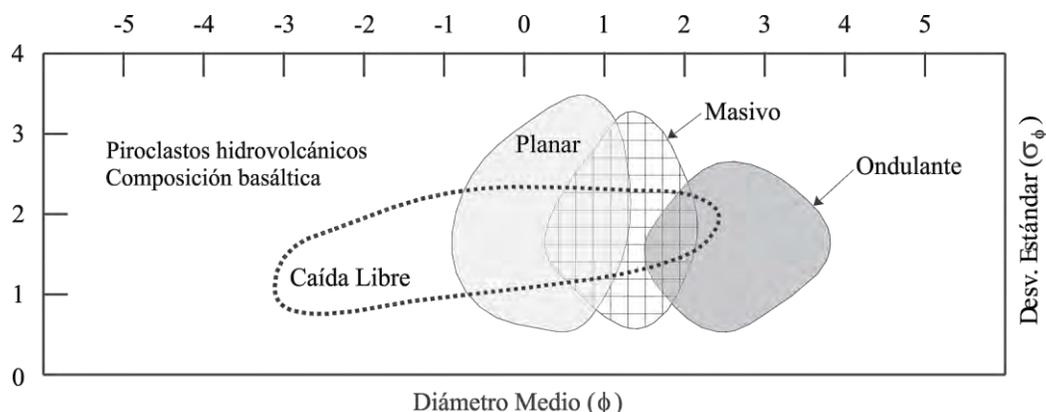


Figura II.13. Comparación entre el diámetro medio y el coeficiente de clasificación ( $\sigma\phi$  vs.  $D_m\phi$ ) de depósitos de origen hidrovulcánico (Wohletz, 1983). Nótese que el área de influencia para niveles de caída libre se empalma con las tres principales estratoformas para depósitos de oleadas piroclásticas.

Tal como se explicó en la Sección I.2.2, la distribución granulométrica, la disposición de las estratoformas y el espesor de estratos individuales, están controlados por los procesos de transporte y depositación (Fisher & Schmincke, 1984). Con lo anterior como principal teorema de trabajo, se utilizó toda la información descriptiva de campo para intentar establecer correspondencias directas entre las características físicas de los depósitos y los procesos eruptivos en ambas secuencias estratigráficas.

Ya que una de las principales conclusiones de las observaciones de campo es que existe una mutua preferencia selectiva entre las estratoformas o estructuras primarias, los espesores de los estratos y la granulometría relativa de niveles individuales, se trató de establecer una relación directa entre estos parámetros, expresando en términos de matrices todas las posibles combinaciones reales, esto es que niveles con cierto espesor y cierta estructura interna, solo pueden poseer un determinado rango de tamaños de partículas, si fijamos las categorías de medición anteriormente establecidas (Figura II.9). Puesto que se tienen tres parámetros principales para correlacionar, se realizó una primera matriz para combinar espesor del estrato y las estructuras primarias de depositación (Matriz II.1), y una segunda matriz para combinar los resultados con los rangos granulométricos (Matriz II.2).

Como resultado final se obtienen 17 combinaciones de facies, todas observadas en los depósitos de ambas secuencias estudiadas (Norte y Sur); es de notarse que en ambas Matrices existe un ordenamiento de los parámetros, donde la única excepción la forman los niveles masivos ricos en ceniza con estratificación media-gruesa (facies MEgC y MEmC) de la Matriz II.2.

<i>Eg</i>	<i>Em</i>	<i>Ed</i>	<i>Lg</i>	<i>Ld</i>	
1	1	0	0	0	<i>M</i>
0	1	1	0	0	<i>P</i>
0	1	1	1	0	<i>O</i>
0	0	0	1	1	<i>X</i>

Matriz II.1. Matriz de 5x4 que relaciona espesores de estratos individuales (modificado de: Ingram, 1954) y estratoformas principales (Waters & Fisher, 1971; Wohletz & Sheridan, 1979; Fisher & Schmincke, 1984). La resultante son 9 combinaciones reales, de un total de 20 disponibles.

Dónde:

Eg: Estratos gruesos  
Em: Estratos medios  
Ed: Estratos delgados  
Lg: Laminaciones gruesas  
Ld: Laminaciones delgadas

M: estratos masivos  
P: estratos planares  
O: estratos ondulantes  
X: estratificación cruzada

<i>MEg</i>	<i>MEm</i>	<i>PEm</i>	<i>PEd</i>	<i>OEm</i>	<i>OEd</i>	<i>OLg</i>	<i>XLg</i>	<i>XLd</i>	
1	1	0	0	0	0	0	0	0	<i>B</i>
0	1	1	1	0	0	0	0	0	<i>L</i>
0	0	1	1	1	1	0	0	0	<i>Lc</i>
0	0	0	0	1	1	1	1	0	<i>Cl</i>
1	1	0	0	0	0	0	1	1	<i>C</i>

Dónde:

B: Bloques  
L: Lapilli  
Lc: Lapilli en matriz de ceniza  
Cl: Ceniza con lapilli disperso  
C: Ceniza

Matriz II.2. Matriz de 9x5 que relaciona las 9 combinaciones resultantes de la Matriz II.1 y la granulometría relativa de estratos individuales (modificado de: Inman, 1952; Fisher, 1961; White & Houghton, 2006).

Con estos resultados se realizó el análisis de facies para las Secuencias Norte y Sur. Para ello, simplemente se aplicaron los códigos de las facies resultantes a cada Grupo estratigráfico, en base a tres tipos de abundancia de facies: **facies dominantes**, **facies comunes** y **facies ocasionales**. Para lograr una mejor representación y no alterar los datos con escalas de dimensión, durante la asignación de facies se utilizó la distribución estratigráfica y no fueron considerados los espesores reales de estratos individuales, así solo queda asignada la presencia y la proporción de ocurrencia de las facies presentes en cada Grupo (considerando además que la agrupación inicial se realizó en base a características físicas similares y continuidad vertical), además, se asume que el espesor está implícito tanto en los nombres como en las abundancias de facies.

Con esto se logran cubrir la mayoría de las posibles asociaciones complejas entre los niveles individuales que componen a cada Grupo estratigráfico y por lo tanto la asociación vertical de facies queda respaldada únicamente por las características físicas principales de los depósitos.

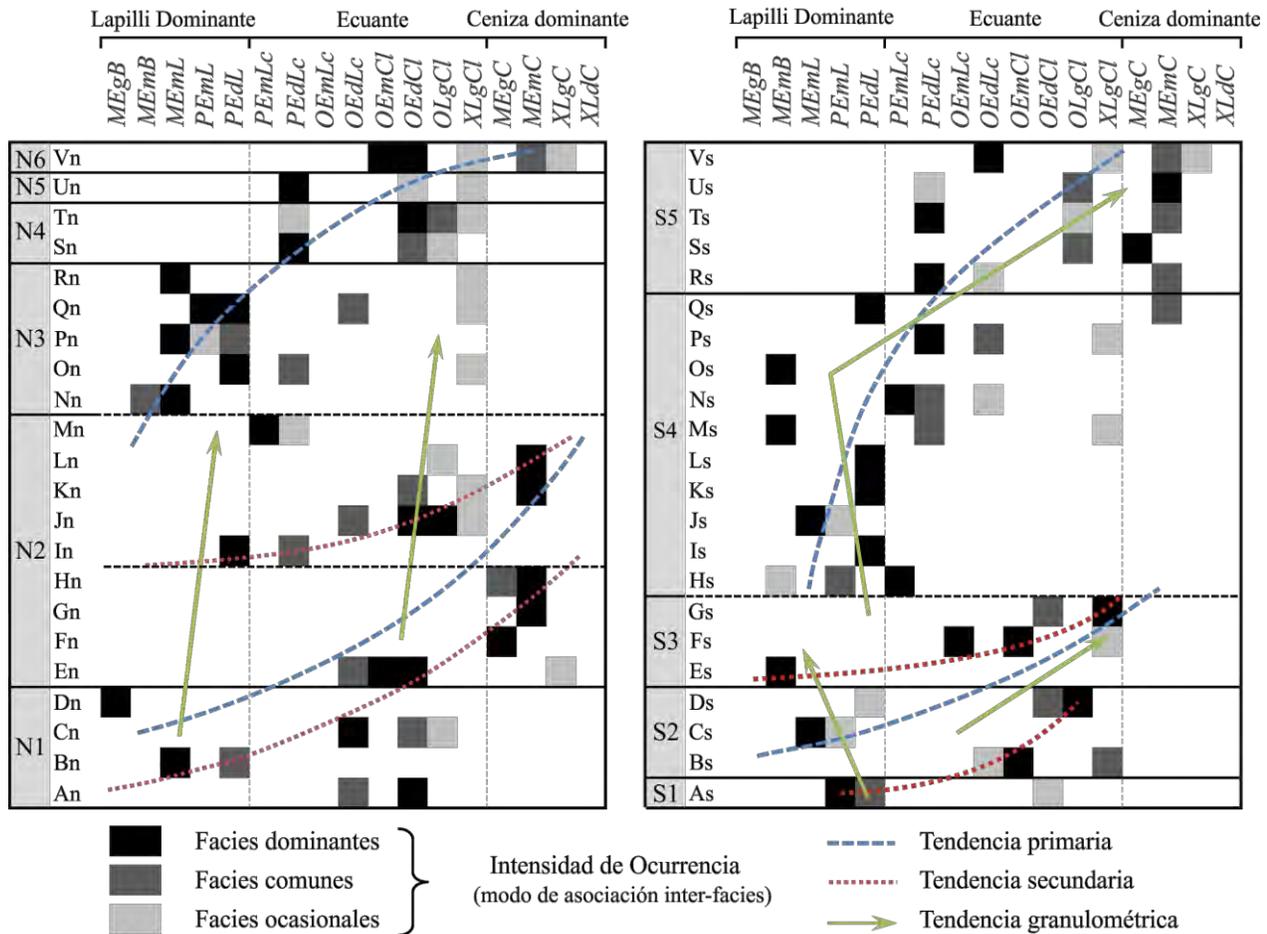


Figura II.14. Diagrama de intensidad de facies de las Secuencias Norte y Sur de los Depósitos Exteriores del CE. Discusión de las tendencias de facies y las tendencias granulométricas en el texto; niveles dispuestos según las columnas estratigráficas de ambas secuencias (Figura II.10), pero sin considerar el espesor de Grupos.

La **Figura II.14** muestra el resultado de la interrelación de los Grupos y Miembros de las Secciones Norte y Sur con las combinaciones de facies obtenidas. La distribución de facies de la Sección Norte (**Figura II.15**) muestra tres tendencias principales: dos tendencias de menor intensidad localizadas hacia la base de la Secuencia (Miembros N1 y N2) donde ambas se distinguen por ser niveles con espesores medios con una dominancia en lapilli que gradualmente se hacen más finos y ricos en ceniza hasta llegar a una misma facies caracterizada por estratos medios, masivos y muy ricos en ceniza (MEmC), pasando cada una por etapas intermedias con niveles abundantes de estructuras (estratos ondulantes de proporciones iguales ceniza-lapilli), y una tercera tendencia general de mayor intensidad localizada en la cima de la Secuencia (Miembros N3 a N6), la cual se caracteriza por que la trayectoria de gradación vira hacia niveles más ricos en lapilli con un enriquecimiento progresivo en ceniza. Las dos primeras tendencias parecen marcar juntas un ciclo de mayor magnitud cuya evolución, en términos de facies muestra comportamiento con tendencia gradual hacia los finos, mientras que la tercer tendencia muestra un comportamiento con tendencia gradual hacia los gruesos.

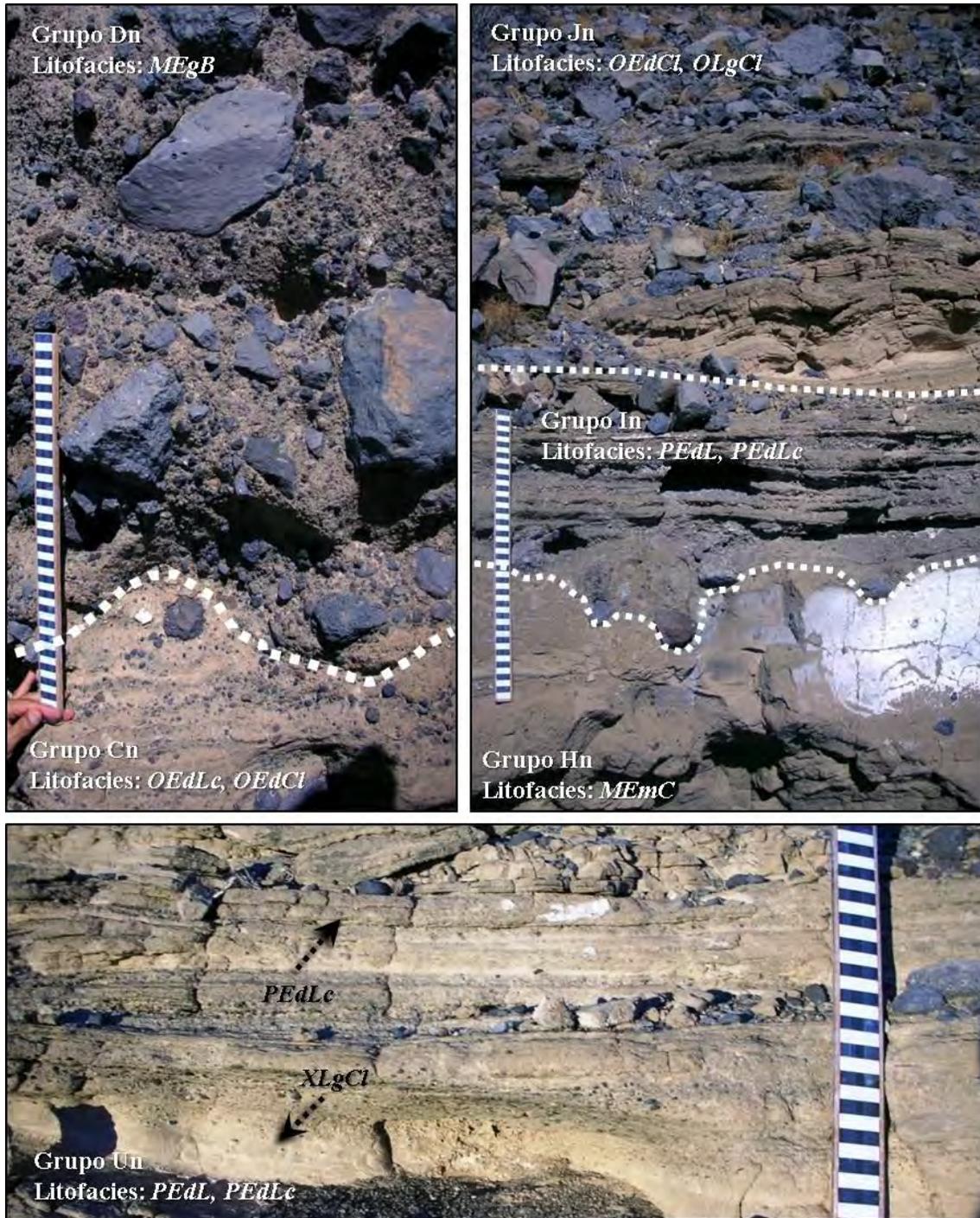


Figura II.15. Ilustraciones de las litofacies de la Secuencia Norte. Nótese la intercalación de niveles con distintas características granulométricas, las variaciones en los espesores de forma local ocasionados por rasgos penetrativos entre niveles (erosionales), y los cambios abruptos en la granulometría.

La distribución de facies en la Secuencia Sur (Figuras II.16 y II.17) muestra características similares a la Secuencia Norte: posee dos tendencias de menor intensidad, una localizada a la base (Miembros S1 a S3) donde está presente una intercalación de grupos que progresivamente se vuelven

granulométricamente más contrastantes entre sí con una intercalación de niveles individuales cada vez más gruesos y ricos en lapilli y niveles cada vez más delgados y más ricos en ceniza, pero que poseen una evolución conjunta con una tendencia gradual hacia los finos (al igual que los Miembros N1 y N2 de la Secuencia Norte); la segunda tendencia es de mayor intensidad y está localizada hacia la cima de la Secuencia (Miembros S4 y S5), cuenta con un quiebre en la distribución de las facies, donde los grupos cuentan con niveles más espesos y granulométricamente más gruesos en la primera mitad del Miembro S4, y hacia la segunda mitad del Miembro S4, modifican su tendencia pasando rápidamente a grupos con niveles planares y gradualmente ricos en finos y delgados (Miembro S5).

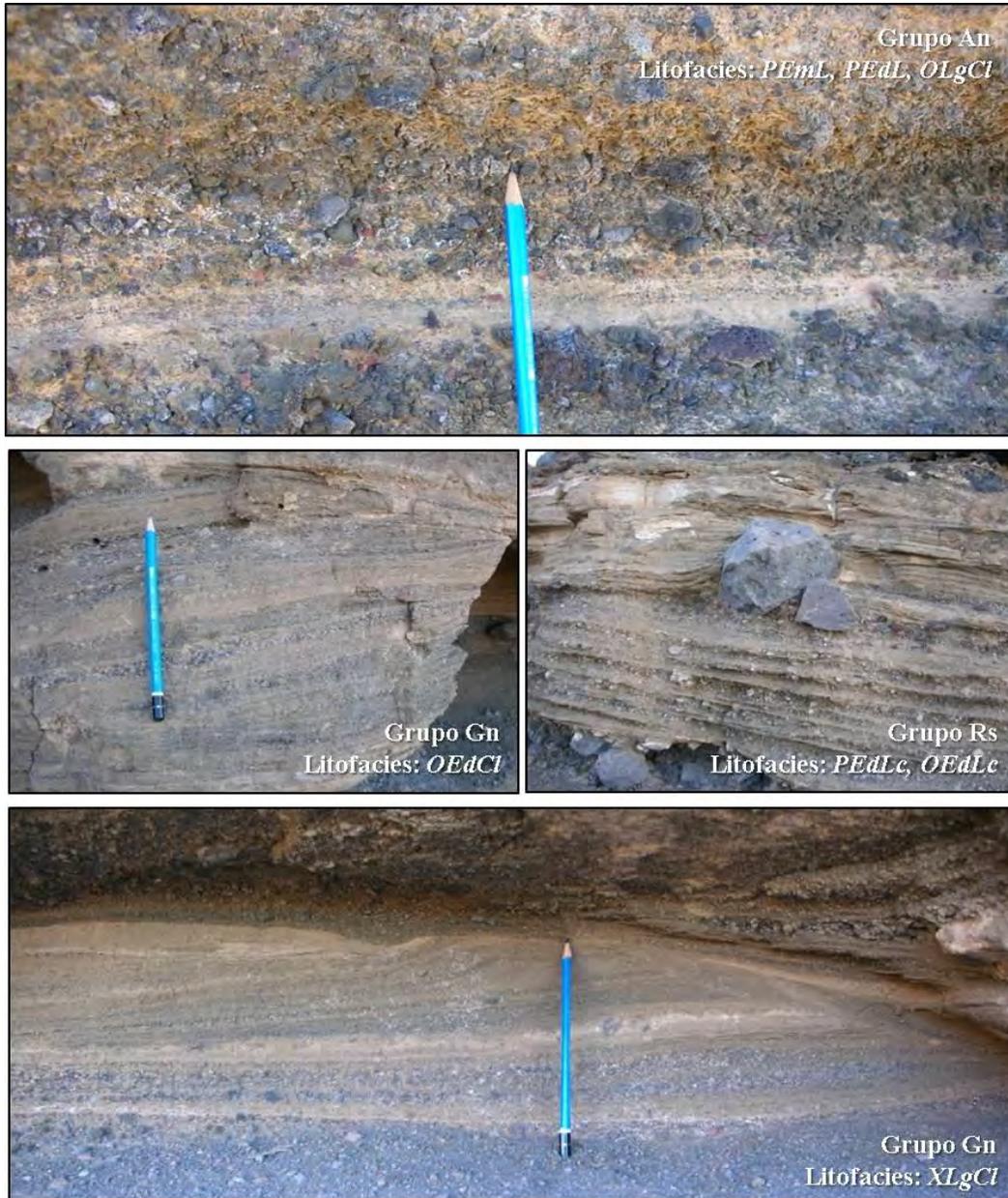


Figura II.16. Ilustraciones de las litofacies de la Secuencia Sur. Las mayores abundancias de estructuras de ondulación se localizan en los niveles delgados-laminares con ceniza como componente mayoritario.

Las simples comparaciones litológicas entre ambas secuencias no muestran coincidencias notables. Las comparaciones de intensidades de facies entre ambas secciones estratigráficas, exponen una correlación vertical que permite establecer dos tendencias primarias (ilustradas con línea intermitente azul; **Figura II.14**), donde ambas tienen un mismo comportamiento pero distintas tendencias secundarias (línea punteada roja) y distribuciones granulométricas que tienden siempre hacia los finos (**Figura II.14**). El área de representatividad lateral de las Secciones Norte y Sur es muy limitada, de aproximadamente 10 metros, sin embargo, aunque debería esperarse que las tendencias secundarias de facies varíen su comportamiento de un lugar a otro en el borde del cráter, la configuración de sus tendencias primarias debería ser similar.

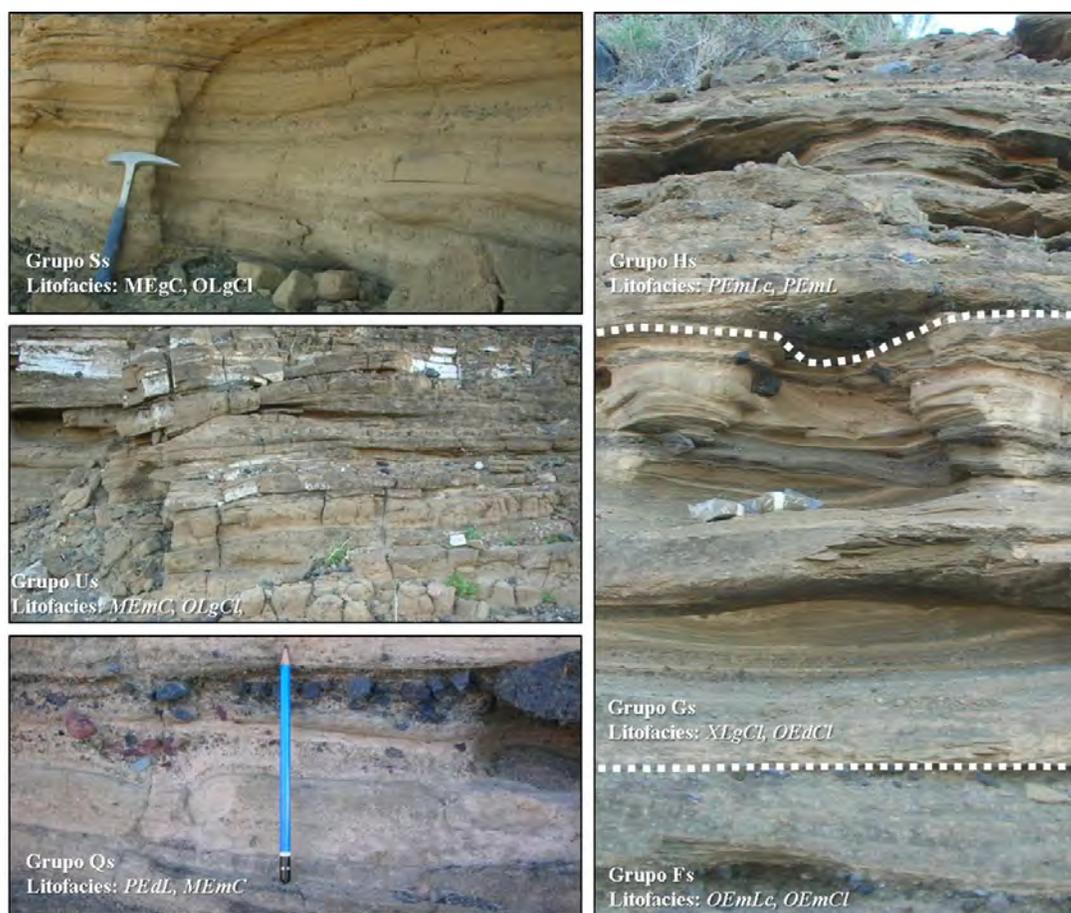


Figura II.17. Ilustraciones de las litofacies de la Secuencia Sur (cont.). Nótese la dominante abundancia de niveles ricos en ceniza con lapilli disperso y moderado desarrollo de estructuras.

#### II.3.2.1.d Depósitos intermedios y distales

La lateralidad de los depósitos de la Secuencia Exterior no fue estudiada con gran detalle, sin embargo, es fácil observar en campo que los depósitos ubicados al Sureste del cráter tienen una gran continuidad de exposición que permite identificar variaciones laterales de facies. Estas variaciones son graduales y conforme aumenta la distancia con respecto al borde del cráter los depósitos se vuelven más finos y carentes de estructuras internas. En este estudio estas transiciones fueron definidas como

**depósitos intermedios** y **depósitos distales**, con límites iniciales ubicados aproximadamente a los 300 y los 700 metros, respectivamente.

En las zonas intermedias (aprox. entre 300 y 700 m. del borde), los depósitos se caracterizan por una gran homogeneidad en sus características físicas, *i.e.* espesores y granulometrías constantes, estratoformas sostenidas por grandes distancias, y niveles compuestos por intercalaciones rítmicas de dos principales litofacies: estratos muy ondulantes ricos en lapilli con abundantes estructuras primarias y estratos masivos ricos en ceniza sin laminaciones internas. La relación entre niveles muestra que los niveles masivos tienen un piso delimitado por la forma ondulante del nivel inferior y un techo plano, que forma la base del nivel ondulado superior. Según las combinaciones de facies resultantes en las **Matrices II.1 y II.2**, los depósitos intermedios se definen por las litofacies OEdLc y XLgCl para los niveles ondulantes, y MEmC para los niveles masivos (**Figura II.18**). Resulta difícil establecer una correlación litológica de estos niveles con los grupos estratigráficos de la Secuencia Sur debido a que la combinación de facies que poseen estos depósitos, no se observó en los niveles de la Secuencia Sur (**Figura II.10**).

Figura II.18. (der) Ilustraciones de las litofacies de los depósitos intermedios. Las interrelaciones entre los niveles masivos y ondulantes, son siempre constantes cuando están presentes ambas litofacies.

Los depósitos de las zonas distales (> 700 m del borde) pueden ser separados en tres unidades que poseen las siguientes características (**Figuras II.19 y II.20**):

**unidad 1**, forma la base y se compone de niveles con abundantes estructuras internas de dunas, antidunas y chute-and-pool (**Schmincke et al., 1973; Figura II.19-C**), dispuestos mayormente en laminaciones finas y laminaciones gruesas, granulométricamente son ricos en ceniza con ocasional lapilli dispersos. Según los criterios definidos en la clasificación de facies, es posible asignar a esta unidad las facies XLgC, XLdC, LgCl y OEdLc;

**unidad 2**, es estratigráficamente concordante con la Unidad 1 (**Figura II.19-D**); grupo de niveles planares con estratificación delgada y masivos, aunque poseen escasas ondulaciones de gran amplitud; granulométricamente compuestos de ceniza con lapilli disperso con algunos de sus niveles ricos en lapilli con matriz de ceniza que, a diferencia de la Unidad 1, éstos ocurren en estratos medios a delgados; las facies asignadas para esta unidad son MEmC, PEdLc, OEdLc y OLgCl;



unidad 3, se muestra discordante sobre la Unidad 2 con fuertes superficies de erosión de formas muy irregulares (Figuras II.19 y II.20) que pueden indicar una mayor energía de transporte. Estos niveles están dispuestos en estratos irregulares de espesores medios a gruesos y con abundante estratificación cruzada, granulométricamente compuestos por lapilli y bloques (dominantemente) incluidos en una matriz de ceniza gruesa poco abundante, en ocasiones soportada por clastos; las litofacies asignadas a esta unidad son MEgB, MEmB, PEmL, PEgL y PEgLc.

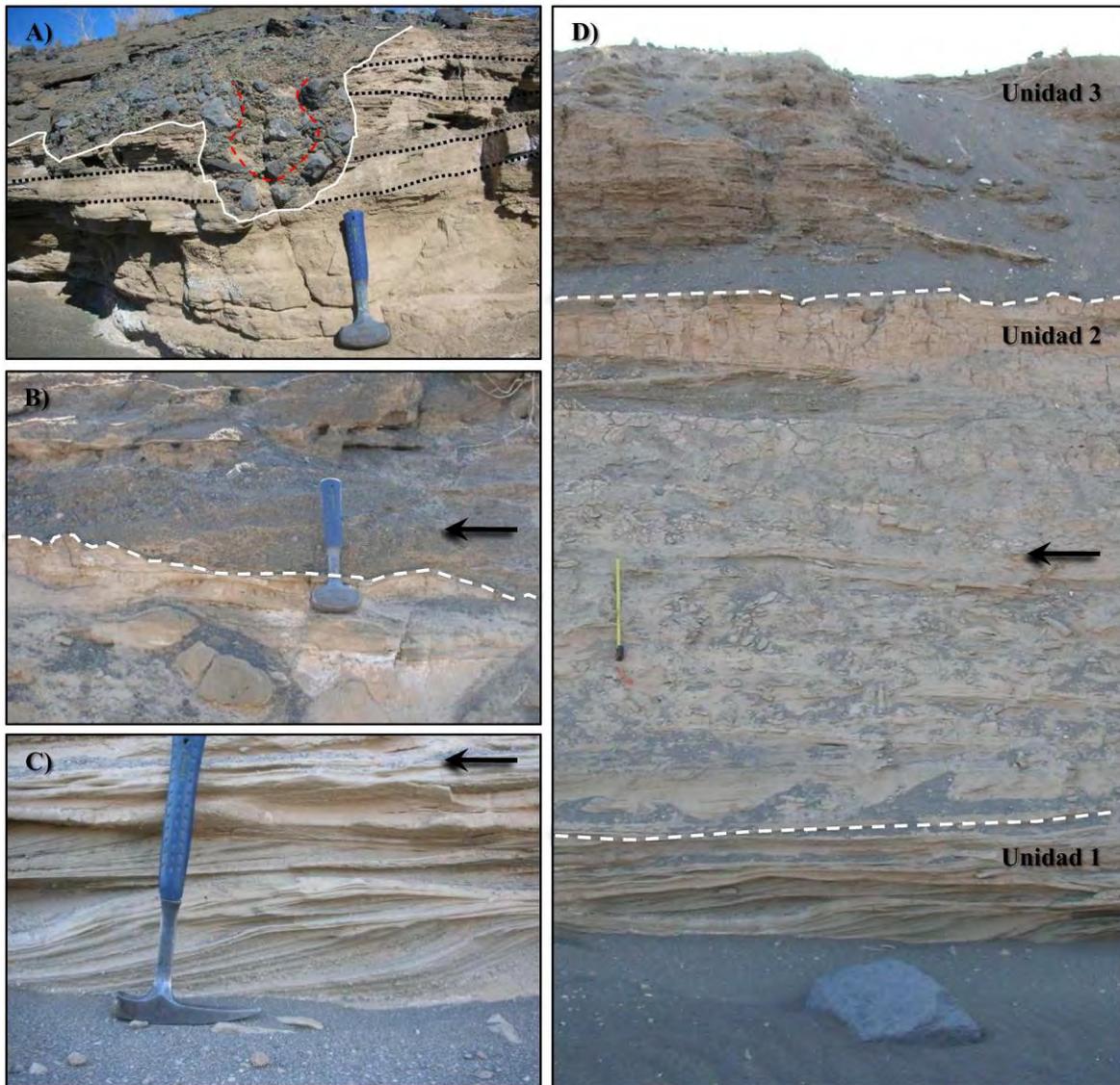


Figura II.19. Ilustración de las litofacies de los depósitos de transición intermedios-distales; A) canales en forma de “U” de la Unidad 3 (nótese la distribución granulométrica dentro de la estructura); B) contacto erosional irregular entre la Unidad 2 y la Unidad 3; C) estructuras de dunas, antidunas y *chute-and-pool* de la Unidad 1; D) vista de la interrelación entre las tres unidades y la forma de sus contactos. Las flechas indican la dirección del flujo; escala gráfica en D) = 1 m.



Figura II.20. A): Ilustración de las litofacias de los depósitos distales; con un espesor aproximado de 2.3 m, presentan estratificación planar a masiva donde el componente mayoritario es ceniza, ceniza gruesa y menor lapilli; B): superficies de erosión entre las Unidades 2 y 3; C): ocurrencia más distal de la Unidad 3 (1500-1700 metros del borde).



Figura II.21. Aspecto de la Unidad 3 aproximadamente a 700 m del borde del cráter. Nótese la superficie erosional con la unidad inferior. La estratificación cruzada da noción de velocidades de transporte relativamente altas con respecto a la unidad inferior, que muestra estratificación planar.

En términos generales las tres unidades presentan abundantes estructuras primarias y en su mayoría son granulométricamente más finas que los depósitos de las zonas intermedias (a excepción de la Unidad 3). Aunque es un poco obvio, la cantidad de bloques de impacto disminuye notablemente hacia las zonas distales y, de igual forma como sucede con los depósitos de las zonas intermedias, es difícil establecer una correlación aproximada con algunos de los Grupos de la Secuencia Sur.

La arquitectura tridimensional de los depósitos intermedios y distales coincide con los modelos de distribución de facies establecidos por [Wohletz & Sheridan \(1979\)](#), donde la energía de transporte de los flujos disminuye con el aumento de la distancia del punto eruptivo, produciendo depósitos cada vez más pobres en estructuras y granulométricamente cada vez más finos. Aunque la Unidad 3 cuenta con características notorias en la estratigrafía exterior, no puede ser usada como nivel índice, ya que no tiene amplia distribución y no existe registro estratigráfico posterior a su depositación. En una mayor discusión sobre la Unidad 3, es relativamente sencillo resaltar que cuenta con características físicas distintas a las de cualquiera de los Depósitos Exteriores descritos anteriormente:

- Se ubica solamente en la zona sur del CE, particularmente hacia el SE a una distancia de ~1700 metros, y hacia la parte SW hasta ~700 metros ([Figura II.21](#));
- siempre está representando la unidad estratigráficamente más superior;
- posee un grado de clasificación granulométrica moderado a malo;
- su composición es casi monolitológica, predominantemente formada por lapilli pero dispuesto en estratos delgados a medios, incluso en ondulaciones cuando la cantidad de lapilli disminuye;
- forma siempre un contacto erosional con la unidad inferior (cualquiera que sea esta);
- en ocasiones presenta estructuras de erosión que referidas en la literatura como canales en forma de U (*U-shaped channels*; [Fisher, 1977](#)); se caracterizan por desarrollar canales incisivos sobre la unidad subyacente, de hasta 30-35 cm de longitud y 20-25 cm de amplitud, concentrando las fracciones granulométricas más gruesas en la base de los canales ([Figura II.19-A](#));

La granulometría de la Unidad 3 es demasiado gruesa para la distancia a la que se encuentra ([Figura II.21](#)), si tomamos de referencia las características granulométricas de las otras unidades de facies intermedias y distales ya que estos depósitos, ubicados a más de 1000 metros del borde del cráter, desarrollan facies predominantemente planares con estratos delgados y de granulometría fina ([Figura II.20-A](#)). Dada la distancia de transporte de la unidad, la abundante carga de partículas y las fuertes superficies de erosión, es posible asumir también una gran energía de transporte para esta Unidad 3.

#### *II.3.2.1.e Fragmentos juveniles*

Dada la falta de una cuantificación de componentes en los depósitos, no fue posible determinar la abundancia y distribución estratigráfica de los fragmentos juveniles. A pesar de esta deficiencia, se observó que una de las principales características de ocurrencia de los fragmentos juveniles es que tanto en la Secuencia Norte y como en la Secuencia Sur, son muy abundantes en la base y gradualmente se vuelven más pequeños y menos abundantes hacia la cima, aunque de forma intermitente ocurren niveles con altas concentraciones de juveniles. Individualmente, la muestra de mano de estos fragmentos se caracterizan por su superficie templada y aristas pronunciados, se componen de sideromelano microporfírico, microvesicular y están afectados por un fracturamiento penetrativo con patrones geométricos (no estudiados en este trabajo), donde mayor sea la densidad de fracturamiento, más finamente microvesicular es el fragmento; no presentan palagonitización y muestran vesículas irregulares y alineadas a los bordes del fragmento ([Lámina II.3-I](#)).

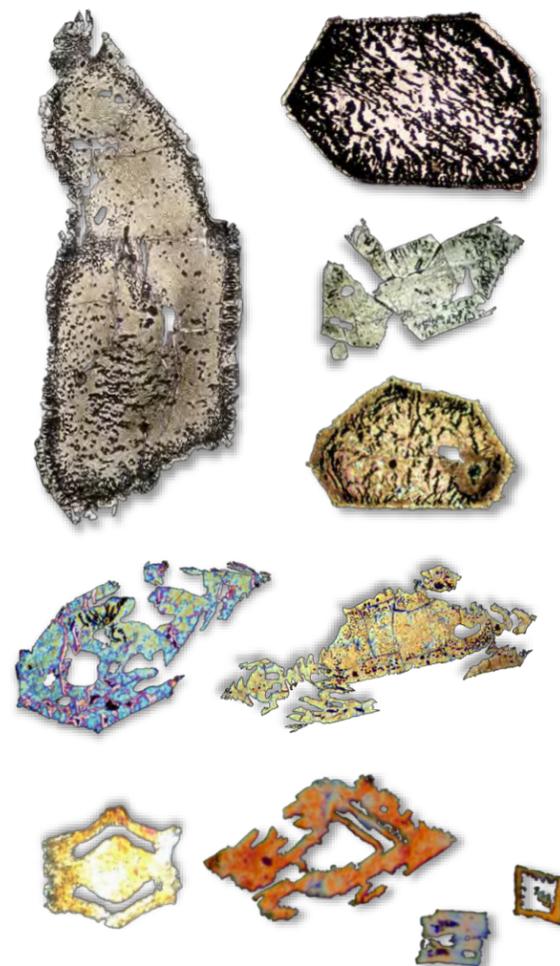
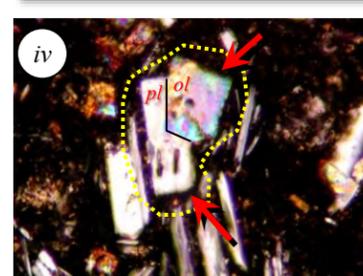
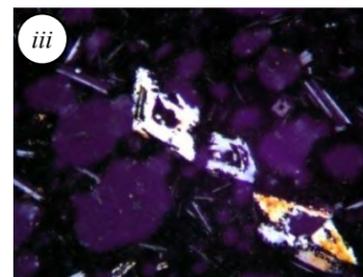
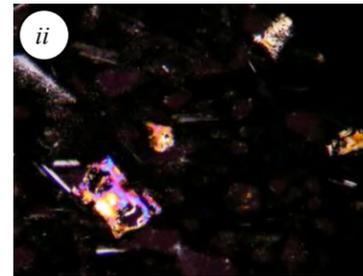
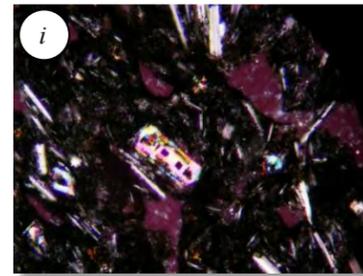
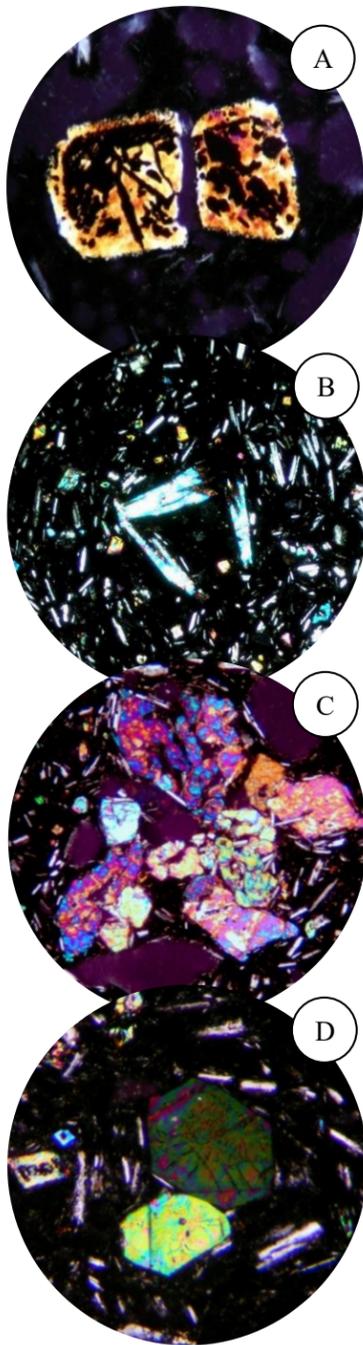
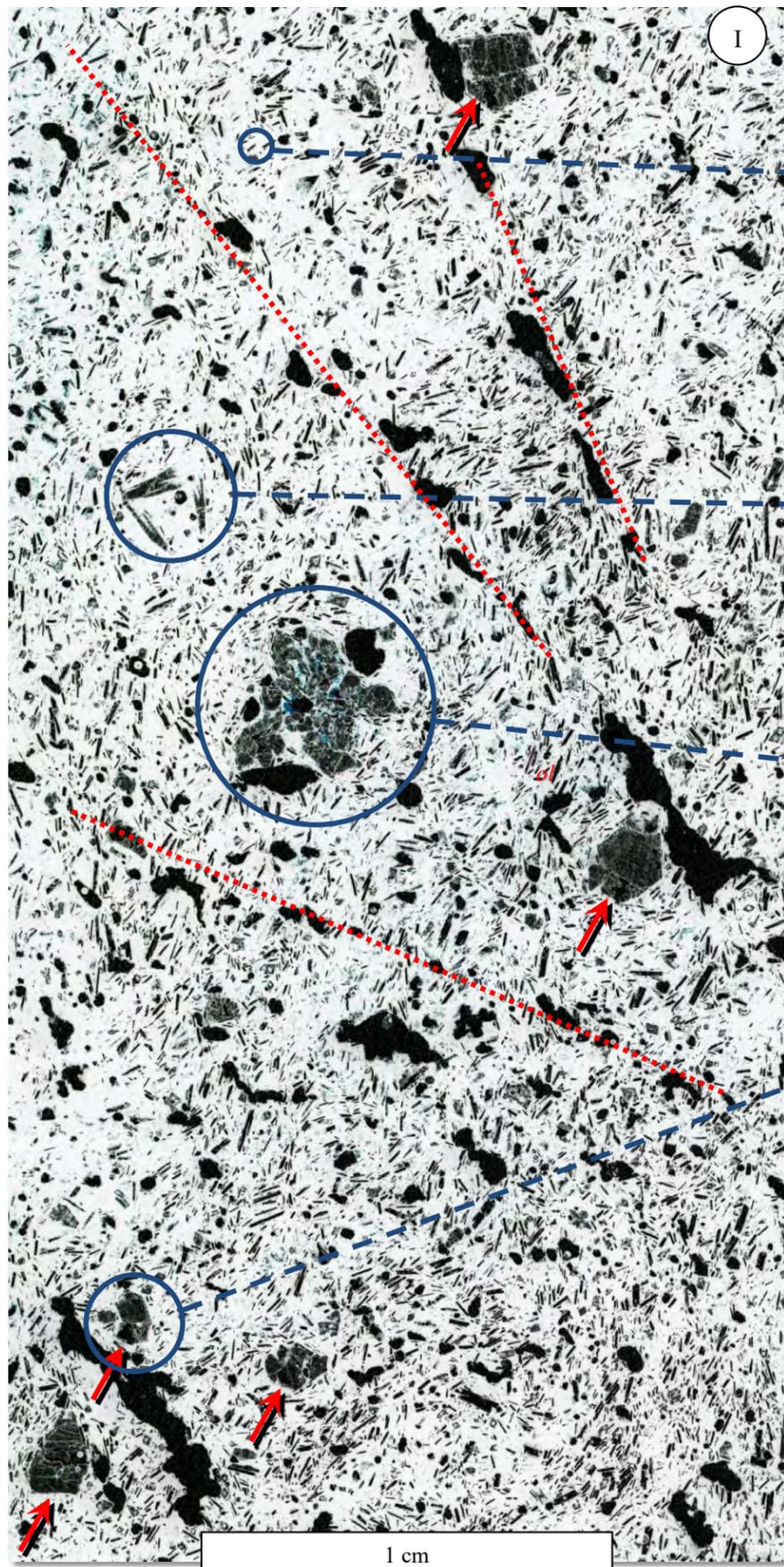
Petrográficamente también cuentan con características muy distintivas con respecto a las lavas de la secuencia pre-Elegante. Observando rigurosamente, se pueden distinguir pequeñas diferencias entre los elementos microlíticos-criptolíticos de la mesostasis y los fenocristales (en su mayoría microfenocristales). Aunque existen diferencias petrográficas básicas entre las muestras analizadas, todas poseen las mismas características generales (**Lámina II.3**):

**Fenocristales:** principalmente son cristales de *ol*, sin embargo, en algunas muestras existe fenocristales de *pl* y *cpx* subhedrales. El *ol* ocurre en siete principales morfologías (**Lámina II.3, A-D**): olivino poliédrico euhedral (**Tipo A**), típicamente esquelético (**Tipo B**), esquelético poliédrico de hábito ameboideo (**Tipo C**), cristales poliédricos irregulares (**Tipo D1**), poliédricos con inclusiones vermiculares (**Tipo D2**), y cristales *hopper-like*<sup>7</sup> de hábito tabular (**Tipo E1**) y de hábito poliédrico (**Tipo E2**); aunque todas las formas son esencialmente diferentes, las morfologías D1-D2 representan variaciones mínimas de formas poliédricas euhedrales. Las formas de *ol* Tipo A, corresponden a cristales euhedrales, usualmente fracturados, que comúnmente ocurren como agregados de dos o más cristales y rara vez como cristales rotos. Las formas B y C son similares a los descritos para la Unidad B7 como cristales típicamente esqueléticos. Es común encontrar en el *ol* inclusiones vermiculares de fases minerales opacas (ilmenita?-espinela?-periclasa?) con un típico hábito vermicular-dendrítico; estas inclusiones se desarrollan tanto en los bordes como en el centro de los cristales, incluso llega a desarrollarse de forma pervasiva, dejando solo pequeñas zonas visibles del cristal original. Ocurren algunos cristales de *pl*, sin embargo, muestran evidencia de inestabilidad con el líquido, considerándose como xenocristales del basamento cristalino ígneo-metamórfico, por poseer bordes de reacción-recristalización, zoneamiento, maclas borradas, centros de alteración calcita-sericita, extinción ondulante y formas siempre redondeadas.

**Matriz:** generalmente consta de sideromelano taquilítico microvesicular-microlítico de *pl-ol* [tamaño promedio de cristales de 0.05 mm (entre 0.01 y 0.1 mm)]. Los cristales de *ol* que ocurren dentro de la matriz poseen solamente cuatro morfologías: [en orden de abundancia] (1) cristales *hopper-like* tabulares, (2) cristales poliédricos ameboideos, (3) cristales típicamente esqueléticos, y (4) cristales euhedrales poliédricos (**Lámina II.3, i a iv**); todas estas fases son similares a los microfenocristales, puesto que están presentes cuatro de las siete formas descritas en el párrafo anterior. Los cristales de *pl* ocurren con tres formas principales: cristales tabulares alargados en dirección del eje c, que no sobrepasan 0.1 mm; cristales tabulares ortogonales con maclas bien desarrolladas, y cristales tabulares que poseen inclusiones de vidrio taquilítico paralelas a las caras del cristal (evidente control cristalográfico). En algunas excepcionales ocasiones es posible observar los efectos de una nucleación simultánea entre la *pl* y el *ol*. Algunas muestras poseen plagioclasas con textura afieltrada ligeramente perceptible, y en algunas zonas parecen estar orientadas según la distribución de vesículas. Es evidente una completa ausencia de *cpx*.

---

<sup>7</sup> Textura que indica que los cristales tuvieron su nucleación y crecimiento bajo condiciones de alta sobresaturación química y con tasas de crecimiento extremadamente altas (Donaldson, 1976; Hibbard, 1995), y que típicamente poseen formas poliédricas tabulares con abundantes inclusiones tendientes a ortogonales.



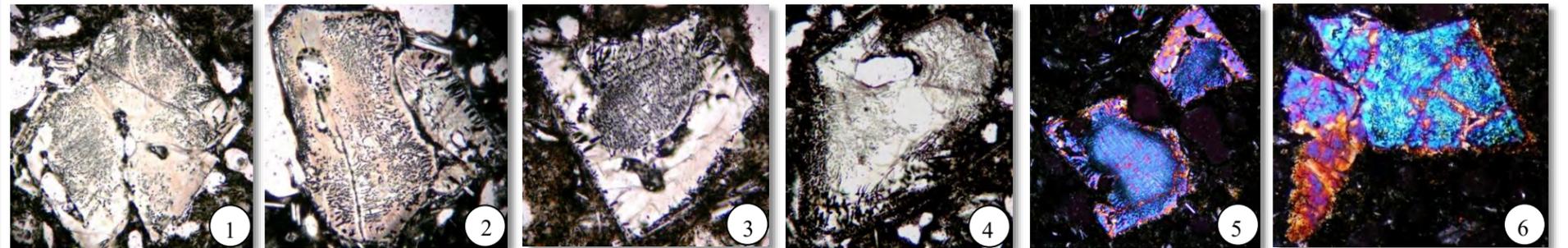
Fenocristales con bordes parcialmente resorbidos y poliédricos con inclusiones de hábito vermicular

Esqueléticos ameboideos; algunos con caras poliédricas y desarrollo de inclusiones

Esqueléticos de la mesostasis, principalmente *hopper-like*; *i* a *iv*

Lámina II.3. Evidencia petrográfica de los fragmentos juveniles de la Secuencia Exterior del CE, basada principalmente en olivinos; I: imagen negativa que muestra la mayoría de las relaciones comúnmente observadas en los fragmentos juveniles que son: vidrio taquilítico (en blanco), *ol* en cristales de varias generaciones (A: con inclusiones; B: esquelético; C: euhedral parcialmente resorbido; D: euhedral poliédrico con inclusiones), microvesicular con orientaciones aleatorias y preferenciales, ausencia de *cpx*, y *pl* en cristales microlíticos tabulares; *i* – *iv*: morfologías esqueléticas de *ol* más abundantes en la matriz de los fragmentos que muestran evidente competencia de cristalización con *pl* esquelética en *iv* (*hopper-like*; Hibbard, 1995); 1 – 6: morfologías de *ol* que muestran complicadas inclusiones vermiculares y dendríticas (la mayoría de ellos poliédricos euhedrales parcialmente resorbidos); los cristales individuales muestran las formas más representativas. 5 y 6 = 2x; B y C = 5x; D = 10x; A, 1-4 y *i*-*iii* = 20x; *iv* = 50x.

Microlitos de la matriz; *i*: 10x; *ii* y *iii*: 40x; *iv*: 50x



Tomando en cuenta aspectos de tamaño y forma, puede decirse que la cristalización de *pl* y *ol* se llevó a cabo con tasas de nucleación y de crecimiento relativamente altas, sin embargo, cristalizó únicamente por un lapso de tiempo corto. Además, la presencia de morfologías que van desde euhedrales poliédricas hasta esqueléticas tanto en *ol* como en *pl*, nos habla de tasas de enfriamiento muy variables en la historia de solidificación de los fragmentos juveniles (Donaldson, 1976; Faure, et al., 2003; Faure, et al., 2007). Aunque se desconocen los mecanismos de formación de las inclusiones vermiculares, es posible resaltar algunos puntos interesantes de su presencia:

- no todas las muestras de juveniles analizadas tienen *ol* con inclusiones vermiculares;
- las inclusiones se desarrollan en todas las formas y tamaños de *ol*;
- en las formas euhedrales y esqueléticas parecen crecer con un control cristalográfico, pero en las formas irregulares (o corroídas) se desarrollan paralelas a las caras de los cristales y de forma irregular en el interior del cristal;
- los cristales irregulares con inclusiones vermiculares no presentan bordes de reacción con el líquido, ni zoneamiento o extinción ondulante;

Puesto que las tasas de crecimiento y, por lo tanto, las condiciones de cristalización son muy diferentes entre las distintas formas de *ol*, es poco probable que estas inclusiones sean líquido atrapado durante el crecimiento del cristal, además, la ausencia de este tipo de morfologías en *ol* en las unidades de la secuencia pre-Elegante limita la posibilidad de que las inclusiones se hayan desarrollado por procesos de descompresión-desgasificación “normal” en los conductos de ascenso magmático, sino que al contrario, permite inferir que los procesos de interacción agua-magma están directamente involucrados en el desarrollo de estas inclusiones, probablemente a causa de la fuerte desestabilización del sistema magmático.

### II.3.2.2 Depósitos interiores

En el interior del CE aflora una secuencia de depósitos volcánoclasticos que guardan una gran similitud con los Depósitos Exteriores (Sección II.3.2.1). Esta analogía hizo que fueran interpretados como parte de la secuencia de los Depósitos Exteriores, pero que obedecen su ubicación actual a un descenso por colapso o subsidencia del cráter una vez que concluyó el hidrovulcanismo monogenético del CE (Gutmann, 1976, Figura 5). Contrario a esta interpretación, el análisis de la evidencia estratigráfica que se presenta en este estudio, permite definir una depositación *in situ* de estos depósitos, modificando su posición estratigráfica para formar la parte superior de la columna eruptiva del CE.

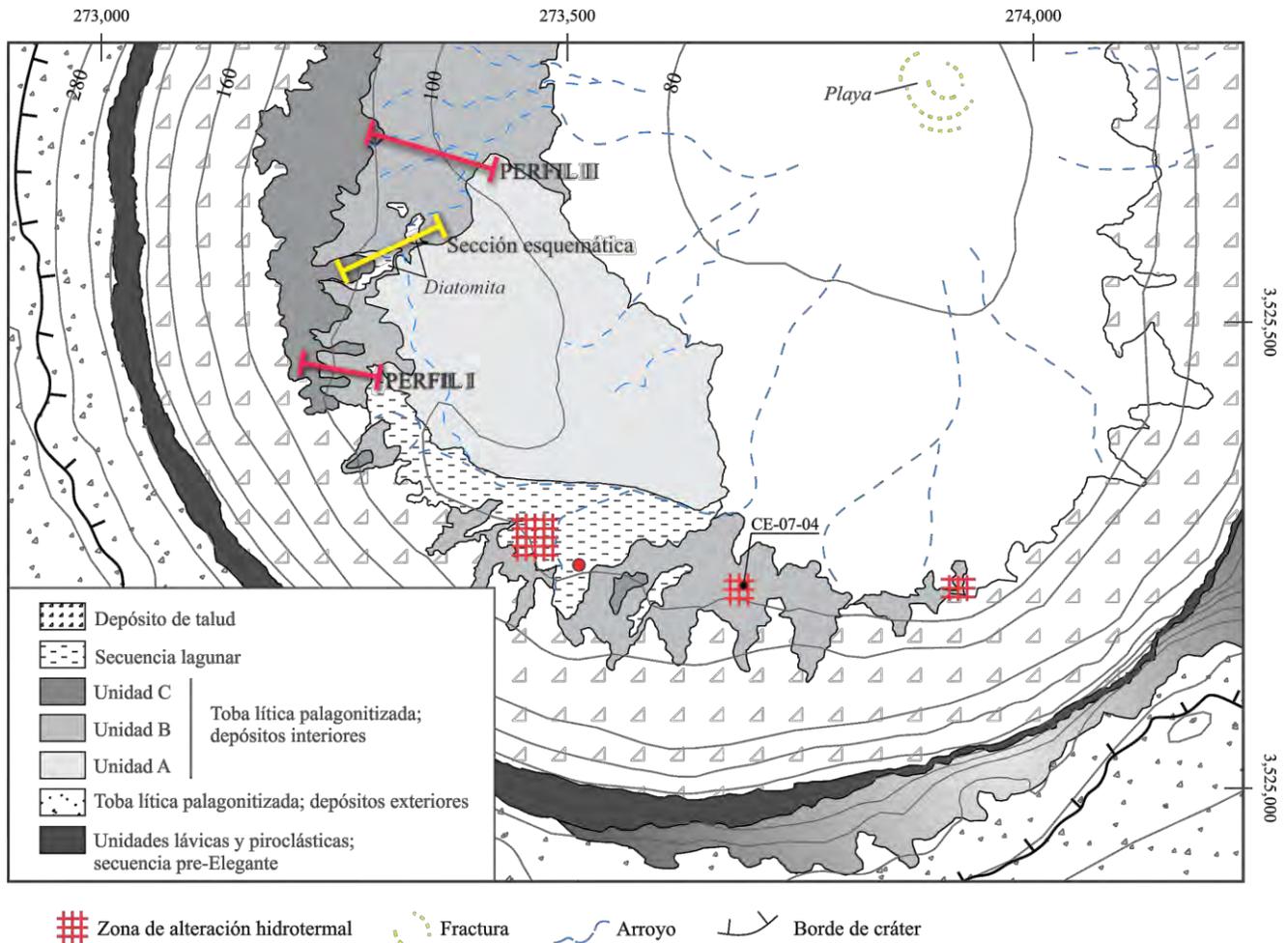


Figura II.22. Mapa geológico detallado del interior del CE en su porción W-SW. Se muestra la ubicación de los perfiles estratigráficos I y II, y del perfil esquemático de la Figura II.31. Círculo rojo: lugar del perfil estratigráfico de la Secuencia Lacustre (Sección II.3.3.1). Las zonas con alteración hidrotermal son referidas a la Sección II.3.3.

Esta interpretación es apoyada por la presencia de una secuencia sedimentaria de poco espesor que muestra haber sido depositada en ambientes lacustres-lagunares, y que posee relaciones estratigráficas concordantes con los depósitos volcanoclásticos. Sin embargo, para explicar más detalladamente cada línea de evidencia, en la presente sección se hará referencia solamente a los depósitos hidrovulcánicos, mientras que el análisis de la secuencia sedimentaria será desarrollado en la Sección II.3.4.

Para una mejor descripción de los depósitos se realizaron dos perfiles estratigráficos cuya ubicación se ilustra en la Figura II.22, denominados como Perfiles I y II (Figura II.32). Estos perfiles muestran la presencia de al menos tres unidades de origen piroclástico que son fácilmente distinguibles en campo, denominadas informalmente como Unidades A, B, y C, y que fueron depositadas antes (Unidad A) y después (Unidades B y C) de los depósitos lacustres.

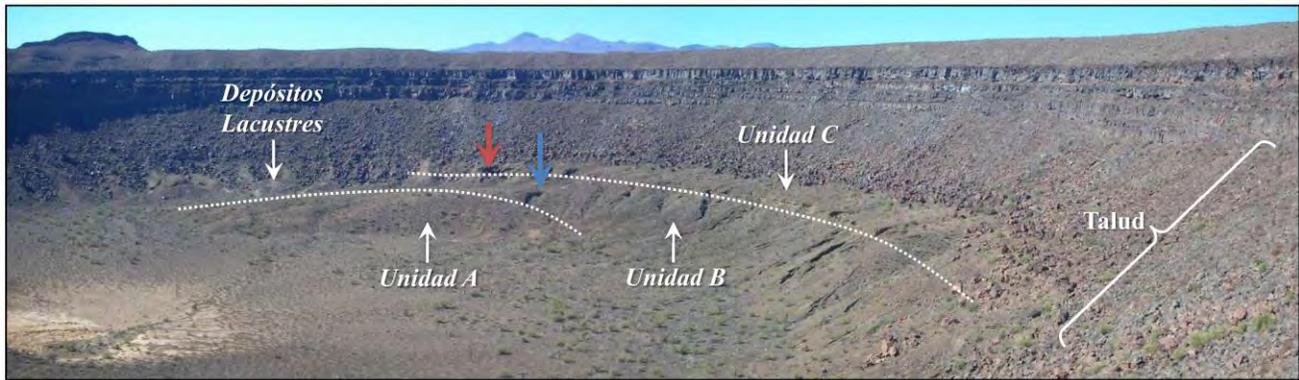


Figura II.23. Vista SW del interior del CE; nótese la geometría de los afloramientos de los Depósitos Interiores. La estratigrafía define claramente las Unidades A, B y C; los depósitos lacustres ocurren solo hacia el Sur; flecha roja: perfil 1, flecha azul: perfil 2 (ubicaciones aproximadas).

### II.3.2.2.a Unidad A

Esta unidad es el miembro inferior de los Depósitos Interiores, su base no está expuesta y ocurre solo hacia el SW con afloramientos muy reducidos (Figura II.22). Se caracteriza por su relieve suave de baja pendiente que genera una morfología de aspecto cóncavo. Esta forma no permite su completa representación en los perfiles estratigráficos, y solamente pudo medirse en la base del Perfil II (Figuras II.31 y II.32). Los niveles que componen esta unidad tienen un aspecto similar a los Depósitos Exteriores pero con algunas diferencias: ocurren como intensas inter-estratificaciones de niveles planares ligeramente ondulantes, niveles ricos en lapilli-bloques y niveles masivos ricos en ceniza y escaso lapilli, poseen abundantes estructuras primarias de depositación (ondulación y estratificación cruzada) y también son comunes las superficies de erosión.

Los niveles más abundantes en la Unidad son masivos, ricos en ceniza, con estratificación planar y dispuestos en estratos delgados, contienen ocasionales bloques de impacto que causan una suave deformación plástica, aunque en algunas ocasiones estas fuertes ondulaciones no pueden relacionarse visiblemente a bloques de impacto (Figura II.24-A). Los niveles que concentran las partículas granulométricamente más gruesas son subordinados en abundancia, generalmente poseen una matriz gruesa y en algunas ocasiones son muy próximos a ser soportados por clastos, cuentan con una burda estratificación delgada a media, hospedan abundantes bloques de impacto que deforman

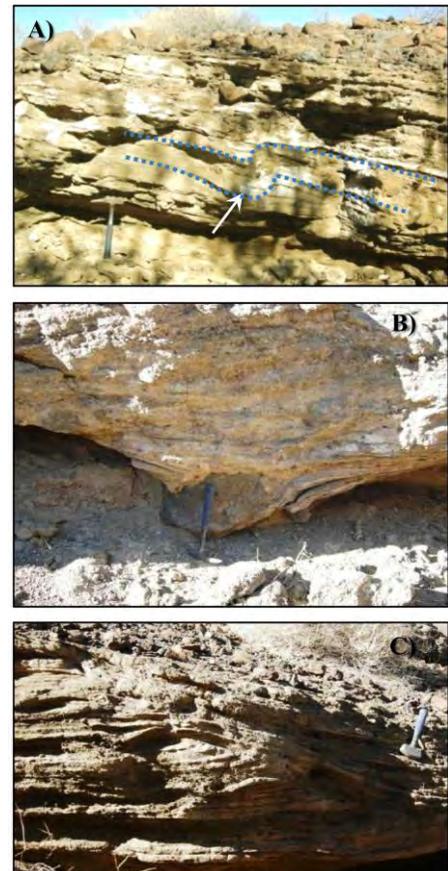


Figura II.24. Aspecto de la Unidad A; A) deformación de los niveles ricos en ceniza; B) bloque de impacto en los niveles ricos en lapilli; C) estratificación cruzada y superficies de erosión.

fuertemente los niveles inferiores (Figura II.24-B y C) y cuentan con muchas superficies de erosión sin-depositacionales. Sin la exposición de su base, las únicas relaciones estratigráficas que se observan son las superiores: al Oeste el contacto es con la Unidad B y con los depósitos de la Secuencia Lacustre, mientras que hacia la parte Sur el contacto es solo con la Secuencia Lacustre (Figuras II.22 y II.23).

Otra de las características importantes de la Unidad A que no fueron observadas en ninguna otra unidad descrita ni en el interior ni en el exterior del CE, es que gran parte de los fragmentos accidentales con texturas doleríticas desarrollan una costra de oxidación y alteración (Figura II.25-A) que varía de incipiente (Figura II.25-B) a pervasiva (Figura II.25-C). Petrográficamente todos estos fragmentos muestran una intensa oxidación del *ol* y degradación de *pl* a sericita, mientras que el *cpx* generalmente no sufre alteración (Figura II.25-B), a excepción de los fragmentos con alteración pervasiva, donde algunos cristales de *cpx* muestran un poco de oxidación (Figura II.25-C).

Típicamente, los fragmentos de lavas vítreas no poseen siquiera alteración moderada, por lo que solamente los fragmentos de basaltos con textura dolerítica se ven afectados. Algunos autores han reportado fragmentos con la misma descripción que ocurren en contextos similares y han sido interpretados como fragmentos fluidizados por los efectos térmicos del fenómeno de interacción agua-magma (Ollier & Joyce, 1974). Aunque faltan criterios para llegar a esta conclusión, es posible que la oxidación-alteración que presentan los fragmentos, sean efecto de una alteración térmica o hidrotermal (?) provocada por el mismo sistema.

#### II.3.2.2.b Unidad B

Esta unidad se limita al WSW del interior del CE y solo posee algunos pequeños afloramientos hacia el SSE, tiene un buzamiento de 20-25° hacia el centro de cráter dejando ver claramente una morfología ‘cónica’ (Figuras II.23, II.26-A y II.26-D). Su contacto inferior es con la Secuencia Lacustre mediante una discordancia angular, mientras que con la Unidad A generalmente el contacto es mediante una superficie de erosión muy irregular (Figuras II.26-B y II.31). La unidad se distingue

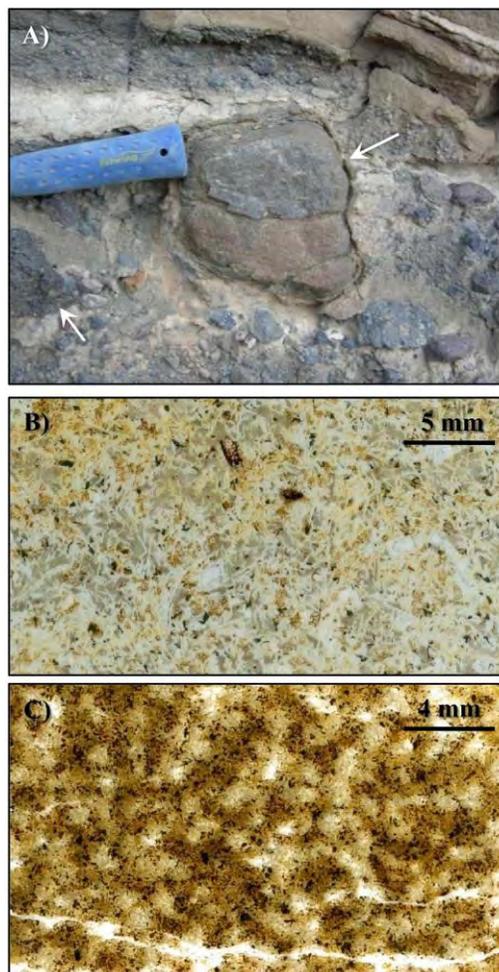


Figura II.25. A) Forma típica de los fragmentos accidentales con alteración térmica + oxidación, la cual puede ser desde moderada (B), hasta pervasiva (C).

fácilmente de las demás por su composición y granulometría: posee estratificación gruesa casi masiva, se compone de lapilli fuertemente consolidado, soportado por clastos, desarrolla incipientes estructuras de depositación (moderadas ondulaciones, estratificación cruzada a escala métrica; **Figura II.26-D**). De forma característica, el espesor de los niveles individuales aumenta conforme se alejan del centro del cráter.

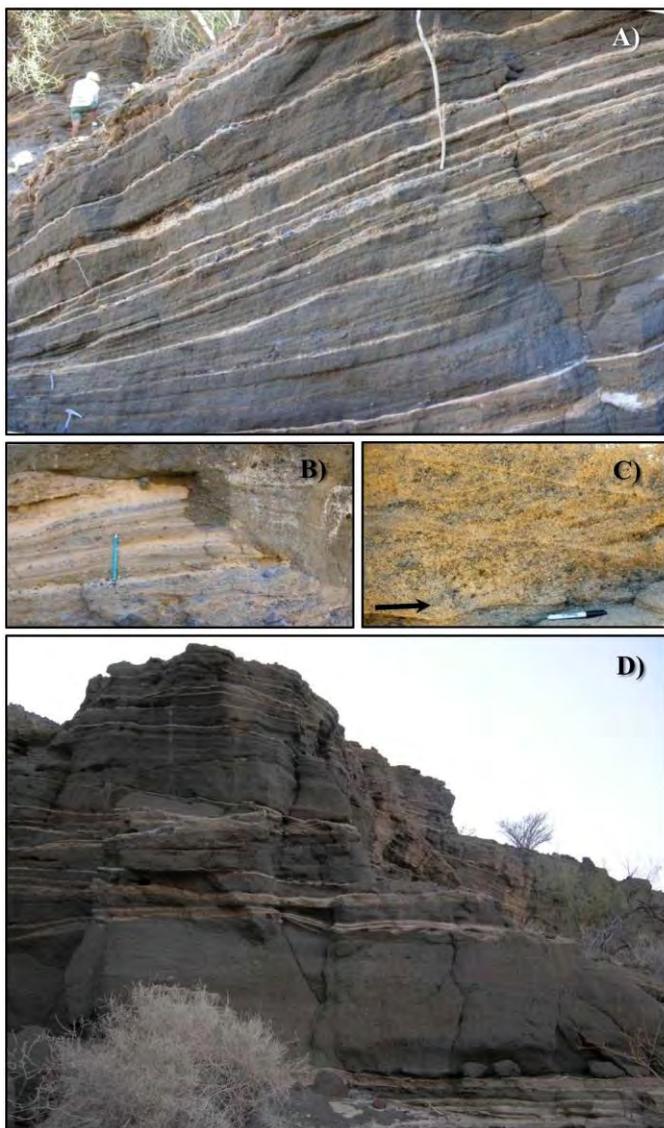


Figura II.26. Estructuras de depositación y zonas de mejor exposición estratigráfica principales de la Unidad B. A) y D) intercalaciones de lapillita con sedimento lacustre re TRABAJADO; B) relaciones cortantes con la Unidad A (inferior); C) laminación cruzada (flujo en dirección de la flecha).

Aunque el alto contenido de lapilli (>90%; **Figura II.28**) no permite el desarrollo de abundantes estructuras primarias, en algunos niveles aumenta el contenido de matriz y las estructuras primarias, tales como laminaciones cruzadas, son mejor desarrolladas. La presencia de estas estructuras finas permite interpretar una depositación por flujo (**Figura II.26-C**) y no *en masse* como lo propone [Gutmann \(1976\)](#), o incluso mediante una sedimentación tranquila y continúa como pudieran indicar muchos de sus niveles si consideramos su naturaleza masiva. En un sentido estricto de nomenclatura, esta Unidad corresponde con una toba de lapilli, tomando en cuenta la granulometría y el grado de litificación que posee.

Así, cada nivel de lapillita es separado por delgados horizontes laminados de sedimentos arcillosos-carbonatados que delimitan muy bien a cada estrato individual (**Figura II.26-A** y **II.26-D**). Estos horizontes re TRABAJADOS contienen abundantes fragmentos de yeso en rosetas y conchas de ostrácodos, gasterópodos levógiros y diatomeas (**Figura II.29**), incluso, cuando el sedimento está contenido dentro de la lapillita, se presentan como fragmentos inmiscibles con el lapilli del estrato (**Figura II.27**); generalmente estos fragmentos ocurren

con formas angulosas, bordes compactos y centros deleznales, evidencia que muestra que el sedimento aún estaba húmedo o saturado en agua cuando se incorporaron a los depósitos.

Si tomamos en cuenta que los niveles aumentan de espesor a medida que se alejan del centro del cráter (Figura II.30) y si consideramos además que las capas están buzando hacia el centro del cráter, podemos descartar una depositación en ambientes sedimentarios fluviales-deltaicos como lo propone Gutmann (1976), para justificar la presencia de esta unidad, ya que estos sistemas generarían depósitos que se acumularían hacia el centro del cráter al estar siendo depositados en una cuenca cerrada. Por el contrario, la geometría cónica, las estructuras de depositación y la composición de la unidad, son mejor explicados por mecanismos de depositación piroclásticos con direcciones de flujo centrífugas con respecto al centro del cráter, aunque no explican satisfactoriamente la fuerte selección granulométrica de los depósitos.

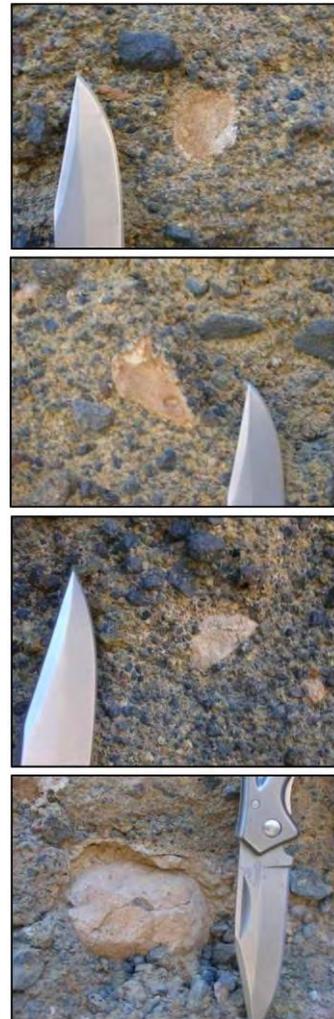


Figura II.27. Fragmentos de sedimentos lacustres integrados a la Unidad B.

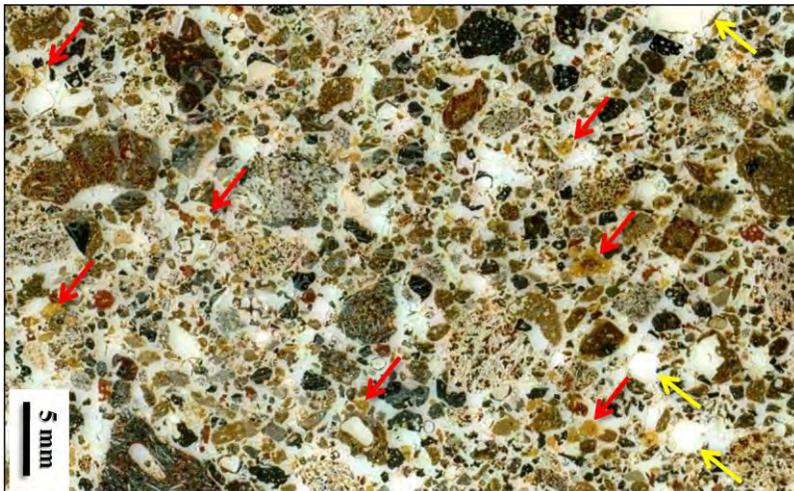


Figura II.28. Sección delgada de la Unidad B. Nótese la abundante cantidad de lapilli, juveniles palagonitizados (flechas rojas), vesículas (flechas amarillas) y la ausencia de matriz.



Figura II.29. Fragmentos retrabajados de conchas de organismos (gasterópodos, ostrácodos) y yeso en los horizontes re-depositados de sedimento lacustre en la Unidad B.



Figura II.30. Superficies de oxidación que separan a las sub-Unidades de la Unidad B; nótese el ligero cambio en el ángulo de depositación.

Gracias al grado de erosión relativamente avanzado que presenta el lugar en donde se realizó el Perfil I (Figura II.22), fue posible reconocer tres miembros en la Unidad B, separados entre sí por una superficie de oxidación moderada, donde cada miembro trae consigo un ligero cambio en el ángulo de depositación que genera una pequeña discordancia angular (Figura II.30).

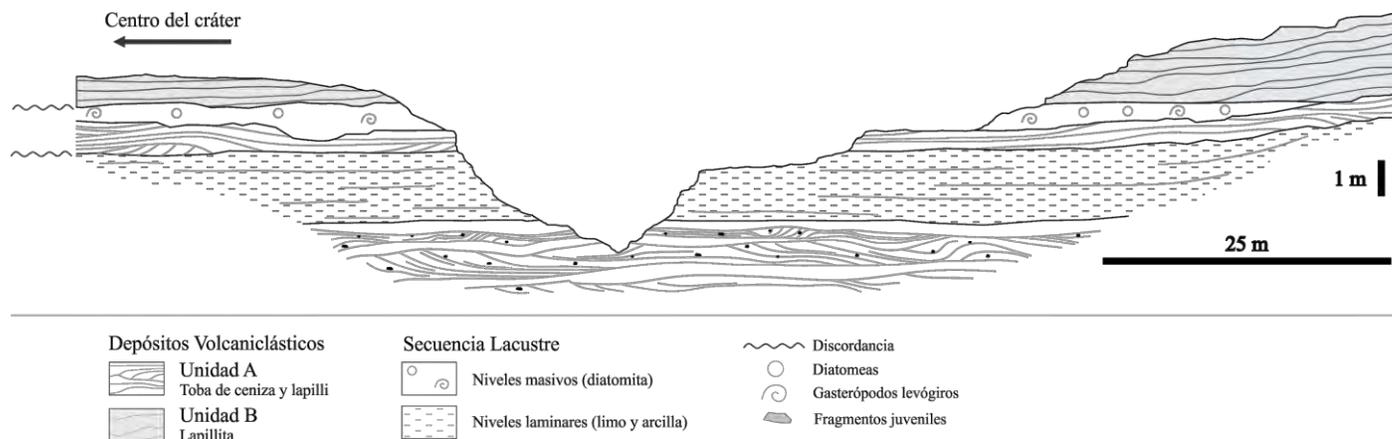


Figura II.31. Sección esquemática que muestra las relaciones estratigráficas de las Unidades A y B, y la intercalación de los niveles de diatomitas de la Secuencia Lacustre. Sección ubicada en la Figura II.22.

### II.3.2.2.c Unidad C

Por las relaciones estratigráficas de esta unidad, se concluyó que representa la cima estratigráfica de los Depósitos Interiores del CE, ya que no se encontró evidencia de materiales depositados posteriormente (Figura II.32-Perfil II). La misma naturaleza de la Unidad B provoca una discordancia angular entre ambas unidades, ya que la Unidad C posee siempre una actitud sub-horizontal en todos sus afloramientos (Figura II.23).

Se caracteriza por estar formada de múltiples niveles con propiedades físicas similares a los Depósitos Exteriores, particularmente a la Unidad 3 de los Depósitos Exteriores ubicados a distancias intermedias del borde, mostrando una intensa intercalación de niveles ricos en lapilli y niveles ricos en ceniza, donde las estructuras primarias están contenidas principalmente en los niveles ricos en lapilli mostrando estratificación cruzada e intensas ondulaciones. Esta unidad se distingue notablemente de las demás por el desarrollo de canales en forma de U (*U-shaped channels*) que salen de la base de algunos niveles y generan incisiones de erosión en los niveles inferiores, como los reportados anteriormente en la Unidad 3 de los depósitos de la Secuencia Sur (página 57; Figura II.33). Estas estructuras se asocian a niveles con una alta concentración de lapilli y bloques.

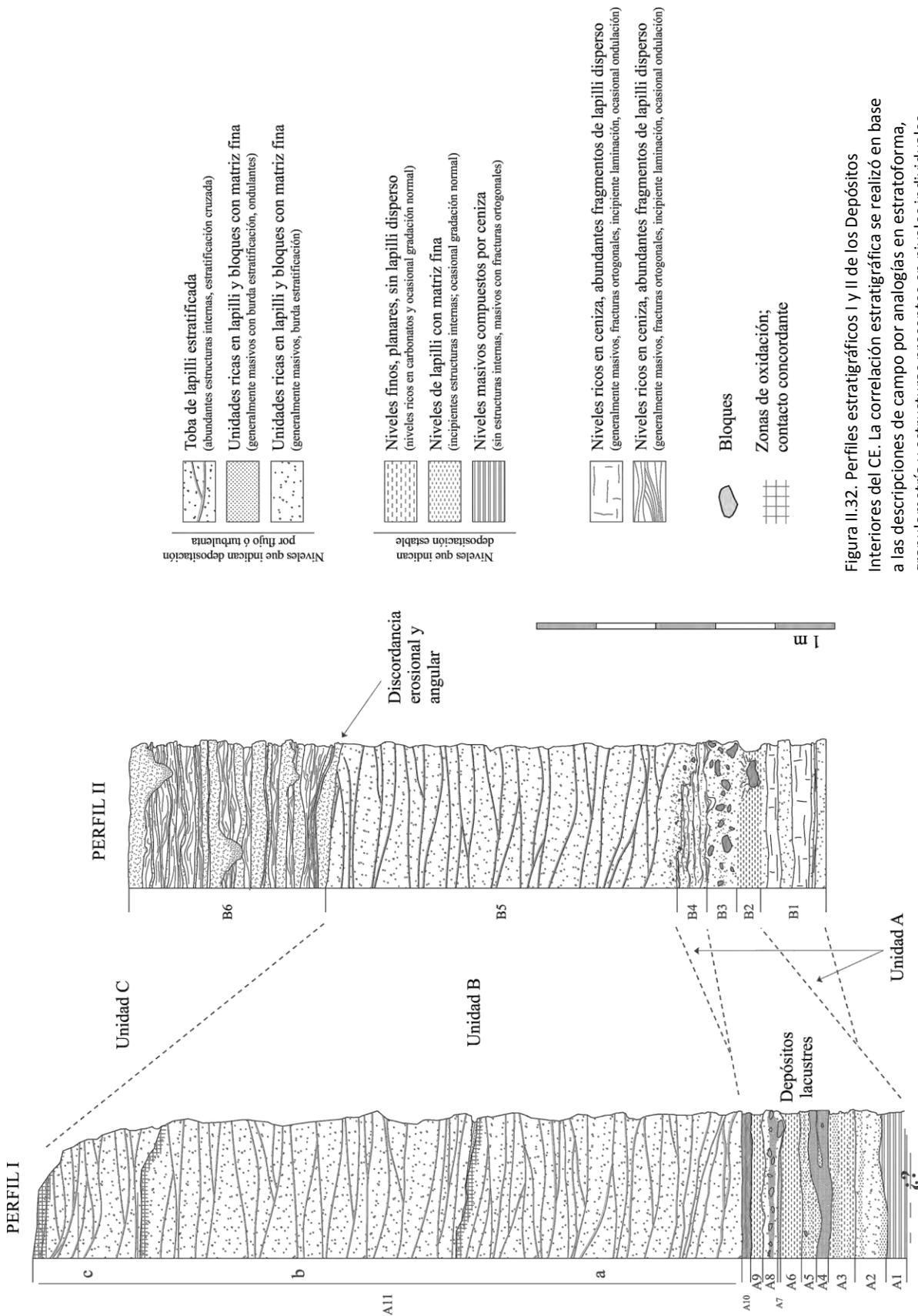


Figura II.32. Perfiles estratigráficos I y II de los Depósitos Interiores del CE. La correlación estratigráfica se realizó en base a las descripciones de campo por analogías en estratoforma, granulometría y estructuras presentes en niveles individuales. Referencia de Ubicación en la Figura II.22.

A pesar de que existen muchas similitudes litológicas entre esta Unidad C y la Unidad 3 de los depósitos distales, no se puede establecer un criterio válido que permita correlacionarlas, pero si es posible establecer que fueron depositadas bajo condiciones eruptivas similares. En parte, esto se debe a que la generación de estas estructuras está condicionada al contenido de agua, abundancia y tamaño de partículas en suspensión llevadas en el flujo (Fisher, 1977; Bluth, 2004), *i.e.* por el grado de fluidización, así que la presencia de estas estructuras solamente pueden referir propiedades físicas de los flujos piroclásticos asociados que pueden repetirse en cualquier momento.



Figura II.33. Canales en forma de “U” presentes en la Unidad C. Nótese que a la base de estos canales, se concentran las fracciones granulométricas más gruesas de los niveles asociados.

Otra interesante característica de la unidad es que los niveles ricos en lapilli contienen abundantes cantidades de fragmentos juveniles palagonitizados que varían en tamaño desde 1 hasta 10 cm, representando la unidad más rica en juveniles de los Depósitos Interiores. Dada la importancia de estos fragmentos, se optó por describirlos por separado en la siguiente sección.

#### II.3.2.2.d Fragmentos juveniles

Tal como se mencionó, la Unidad C contiene abundante lapilli juvenil que se distingue de los demás componentes (accidentales) por poseer temple poco desarrollado, vidrio microvesicular que cuenta con una moderada a fuertemente palagonitización que le otorga una coloración café-amarillenta a la superficie del fragmento. También se distinguen por poseer núcleos líticos de fragmentos accidentales y abundantes fragmentos gabróicos holocristalinos de grano grueso.

El análisis petrográfico puso en evidencia que sus fenocristales y microfenocristales de *pl-cpx-ol* poseen morfologías “normales”, típicas de las unidades pre-Elegante, y cuenta con elementos de mesostasis con características distintas a los fragmentos juveniles de los Depósitos Exteriores (Lámina II.4). En general todas las muestras poseen las mismas características con mínimas variaciones texturales:

Fenocristales: aunque apenas son perceptibles, generan una textura porfírica de *pl-cpx-ol*, donde el *ol* ocurre con formas poliédricas euhedrales ligeramente redondeadas, con un tamaño promedio de 1.5 mm, y no se observaron formas esqueléticas ni con desarrollo de inclusiones; los microfenocristales de *pl* ocurren mayormente como cristales tabulares con un tamaño promedio entre 2 y 3 mm, sin embargo, ocasionalmente ocurren fenocristales de hasta 1 centímetro con formas redondeadas (Lámina II.4-II y III), y también son comunes cristales angulosos de menor tamaño que no muestran evidencia de reacción con el líquido; estas características le dan en ocasiones una textura ortofírica seriada; los cristales de *cpx* son raros, sin embargo, ocurren siempre en formas redondeadas y ocasionalmente muestran un ligero zoneamiento paralelo a los bordes del cristal, indicando una posible interacción térmica con el líquido;

Matriz: sideromelano taquilítico principalmente microvesicular (tamaño promedio de 0.2 mm) pero que llega a desarrollar abundantes vesículas irregulares de gran tamaño de hasta 1 centímetro que generalmente no forman patrones ni lineamientos definidos; cuenta con una mineralogía microlítica de *pl-ol*: los cristales de *pl* generalmente son fragmentos rotos, angulosos y sin alteración, mientras que los microlitos de *ol* son generalmente pequeños cristales poliédricos-euhedrales con la mayoría de sus caras bien desarrolladas. El vidrio generalmente posee una coloración café-amarillenta generalizada debido a la moderada a intensa palagonitización que se presenta como pellets de palagonita con extinción radial y tamaños entre 0.1 y 2.5 mm, que aunque se desarrollan a partir de la alteración del sideromelano, comúnmente crecen a partir de vesículas preexistentes; algunas vesículas tienen un centro de calcita y zeolitas? (Lámina II.4-B). Existen zonas cercanas a los bordes de los fragmentos en las que el desarrollo de pellets es muy abundante (Lámina II.4-A y b), y estas zonas muestran un vidrio que en luz polarizada muestra propiedades similares al vidrio taquilítico; en muchas ocasiones el vidrio taquilítico y del vidrio palagonitizado forman bandeamientos irregulares (Lámina II.4-a y IV).

La abundante palagonitización, la ausencia de morfologías esqueléticas en los minerales y la superficie de temple apenas perceptible de estos fragmentos, son tres de los principales elementos que distinguen a estos juveniles. Al mismo tiempo, demuestra que los procesos de interacción agua-magma fueron distintos a los que operaron durante la generación estos depósitos, ya que para la formación de palagonita es necesaria una modificación química del vidrio (Zhou & Fyfe, 1989), lo que significa que en este caso el tipo de interacción agua-magma formó un sistema abierto con el líquido magmático para permitir la hidratación del vidrio. Sin embargo, la pérdida de calor no ocurrió bajo altos diferenciales de temperatura ( $-\Delta T$ ), tal como es evidenciado por la ausencia de morfologías esqueléticas en las fases minerales.

#### II.3.2.2.e Nódulos gabróticos

Otro importante elemento que distingue a los fragmentos juveniles de la Unidad C es que son portadores de nódulos holocristalinos de composición gabrótica. Éstos ocurren siempre con formas irregulares, en ocasiones ligeramente angulosos y la mayoría están parcialmente cubiertos por una delgada capa de vidrio palagonitizado. Algunos de los fenocristales de *pl* y *ol* contenidos en los fragmentos juveniles, principalmente aquellos de mayor tamaño y con formas redondeadas, parecen ser cristales desmembrados de estos nódulos (Lámina II.4-II y III). Ocurren también algunos fragmentos

holocristalinos metagraníticos pero son fáciles de distinguir en muestra de mano de los fragmentos gábricos.

La asociación mineral común que presentan es de *pl-cpx-ol-ox* (dispuestos en orden de abundancia), sin embargo, ocasionalmente se pueden encontrar nódulos de *pl-cpx* y *cpx-pl*. El análisis petrográfico muestra que la mayoría poseen texturas holocristalinas de grano fino a grueso y generalmente son equigranulares, aunque pueden existir asociaciones equigranulares de grano fino y equigranulares de grano grueso en un mismo nódulo. No presentan evidencia de deformación o foliación que indique la posibilidad de que sean fragmentos del basamento cristalino ígneo-metamórfico o incluso que se trate de foliación magmática, pero si presentan tramas minerales que evidentemente son de origen magmático primario ya que muchos de éstas definen fábricas que son bien descritas por texturas cumuladas. La sola presencia de estos nódulos, resaltan la necesidad de realizar un análisis de estas fábricas primarias con el fin de lograr una mejor descripción de esta evidencia.

En un sentido más estricto, estos nódulos poseen varios tipos de textura cumulada que varían desde ortocumulada hasta adcumulada con sus respectivas variantes intermedias (mesocumuladas) y variantes extremas (heteradcumuladas; Wager et al., 1960; Hibbard, 1995), donde las texturas ortocumulada y heteradcumulada son preferenciales para los nódulos de grano grueso, y las texturas adcumulada y mesocumulada para los de grano fino. Estas relaciones pueden ser vistas a partir de la morfología mineral y a partir de los crecimientos cristalinos de *pl-cpx* (Lámina II.4):

- en la textura ortocumulada (Lámina II.4-2), la *pl* posee las mayores dimensiones formando la mayor parte de los cúmulos (holocristalina inequigranular), mientras que la presencia subordinada de *ol* forma los mismos cúmulos y en ocasiones se encuentra envuelto por el sobrecrecimiento post-precipitación de los cúmulos de *pl* dando lugar a texturas poikilíticas, mostrando a su vez que el *ol* no tuvo crecimiento post-cumulación; los cristales de *cpx* representan la cristalización del líquido *intercumulus* excedente, evidenciado por su fuerte zoneamiento con respecto a sus bordes (Figura II.34); T<sub>N</sub> bajas, T<sub>C</sub> altas;
- en la textura adcumulada (Lámina II.4-4 y 5) generalmente se desarrollan texturas equigranulares con límites poligonales entre cristales donde solamente la *pl* es ligeramente más grande; debido a que casi no existe líquido *intercumulus* casi no hay evidencia de zoneamiento en las fases minerales, esto se visualiza muy bien con el *cpx* el cual no parece representar cristalización *intercumulus*, al tener escaso zoneamiento; el *ol* se caracteriza por sus formas poliédricas subhedrales ligeramente iddingsitizadas; T<sub>N</sub> altas, T<sub>C</sub> bajas;
- en la textura heteradcumulada (Lámina II.4-1) generalmente se desarrollan grandes oikocristales de *cpx* que envuelven pequeños cristales subhedrales de *pl* y *ol*; T<sub>N</sub> muy bajas, T<sub>C</sub> altas;
- la textura mesocumulada (Lámina II.4-3) se desarrolla en muestras con tamaños de cristales muy heterogéneos, donde se mezclan texturas ortocumuladas y adcumuladas ya que existe una gran cantidad de cúmulos formados por *pl-ol-cpx*, donde aún resta un poco de líquido *intercumulus* excedente; T<sub>N</sub> que viran de moderadas a bajas, T<sub>C</sub> que viran de bajas a moderadas;

Los óxidos de Fe-Ti generalmente son escasos, pero en algunas muestras forman perfectos cristales prismáticos que también tienen evidencia de ser precipitados o cúmulos y que se encuentran envueltos por las fases cumuladas (Lámina II.4-3). La presencia de todas estas variaciones texturales genera también cambios en las abundancias minerales, aun cuando es evidente que provienen de la cristalización y precipitación de un mismo líquido basáltico, así, con el fin de cuantificar estas variaciones fueron realizados algunos conteos en las abundancias minerales en aquellos nódulos más representativos, utilizando un análisis digital de imágenes principalmente bajo dos metodologías: cuantificación por área y cuantificación por puntos.

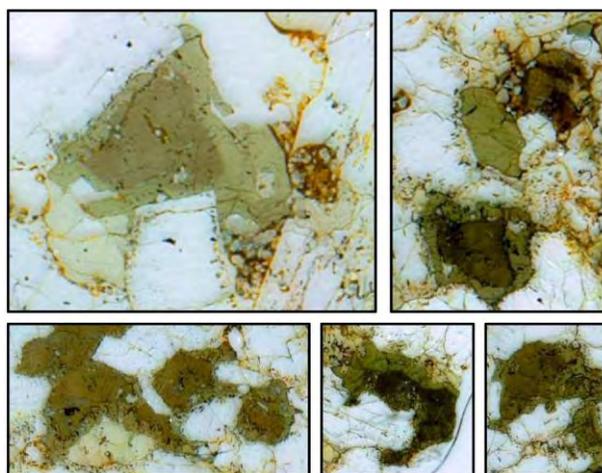


Figura II.34. Zoneamiento del cpx intercumulus en algunos nódulos de grano grueso; nótese que el zoneamiento es casi paralelo a los límites granulares del cpx, principalmente dados por cristales de *pl* y ocasionalmente de *ol*.

La cuantificación por área se realizó con el programa de acceso libre ImageJ (<http://rsb.info.nih.gov/ij/>), a partir de una imagen de alta resolución (4000 pixeles/pulgada) obtenida de la lámina delgada de la muestra analizada; se digitalizaron manualmente los límites de contacto entre las fases *ol* y *cpx* aprovechando el gran contraste entre ellos y los cristales de *pl*; debido a la dificultad para representar a la *pl*, por ser traslúcidos e incoloros en sección delgada, su abundancia se obtuvo indirectamente agregando la cuantificando de las áreas de óxidos y vesículas, de tal forma que el área representada por la *pl*, es igual al área total de la muestra menos la sumatoria de las áreas *ox+ves* y *ol+cpx*, tal como se expresa en la Ecuación II.1:

$$\text{Área } pl = \text{área nódulo} - \Sigma(\text{ves,ox}) - \Sigma(\text{cpx,ol}) \quad (\text{Ec. II.1})$$

Los resultados obtenidos en este método son pixeles<sup>2</sup> (Figura II.35) y la relación de abundancia se calculó ajustando al 100% las fases de *pl-cpx-ol*, tal como se establece por LeMaitre et al. (1989) para la clasificación de rocas gabrómicas en el diagrama triangular Pl-Px-Ol (Figura II.37). Los resultados se muestran en la Tabla II.2, donde Juv-1, 7, 8, 12 y 13, son las muestras analizadas por cuantificación de áreas, mientras que Juv-4, por cuantificación de puntos. La cuantificación de imágenes por el método de conteo de puntos se realizó con el software AutoCAD®, utilizando el mismo principio que el conteo de puntos petrográfico, que es la cuantificación de las fases minerales considerando la intersección de

líneas de una cuadrícula sobrepuesta en la lámina delgada, cuyos resultados representan un conteo estadístico no aleatorio. Este análisis se aplicó solamente sobre una muestra (Juv-4) debido a que su tamaño de grano no permitía la cuantificación por área ya que representaba un trabajo laborioso sujeto a altas probabilidades de error humano.

Tabla II.2. Resultados del cálculo modal de los nódulos máficos, realizado con el análisis de imágenes digitales. \*Abundancias de *pl* calculadas según la Ecuación II.1.

Muestra	Área nódulo	Área <i>cpx</i>	Área <i>ol</i>	Área <i>ves+ox</i>	Área <i>pl</i> *	<i>pl</i>	<i>cpx</i>	<i>ol</i>
Juv-1	22781634	5020416	1842325	730778	15188115	68.88	22.77	8.35
Juv-7	16098072	6264443	1428369	315914	8089346	51.26	39.69	9.05
Juv-8	9558370	3918291	1402640	179234	4058205	43.27	41.78	14.95
Juv-12	9687557	2668727	-	75805	6943025	72.23	27.77	0.00
Juv-13	7848531	2413770	747287	1340179	3347295	51.43	37.09	11.48
	<b>Total puntos</b>	<b>Puntos <i>cpx</i></b>	<b>Puntos <i>ol</i></b>	<b>Puntos <i>ox</i></b>	<b>Puntos <i>pl</i></b>	<b><i>pl</i></b>	<b><i>cpx</i></b>	<b><i>ol</i></b>
Juv-4	5472	1682	1507	142	2141	40.17	31.56	28.27

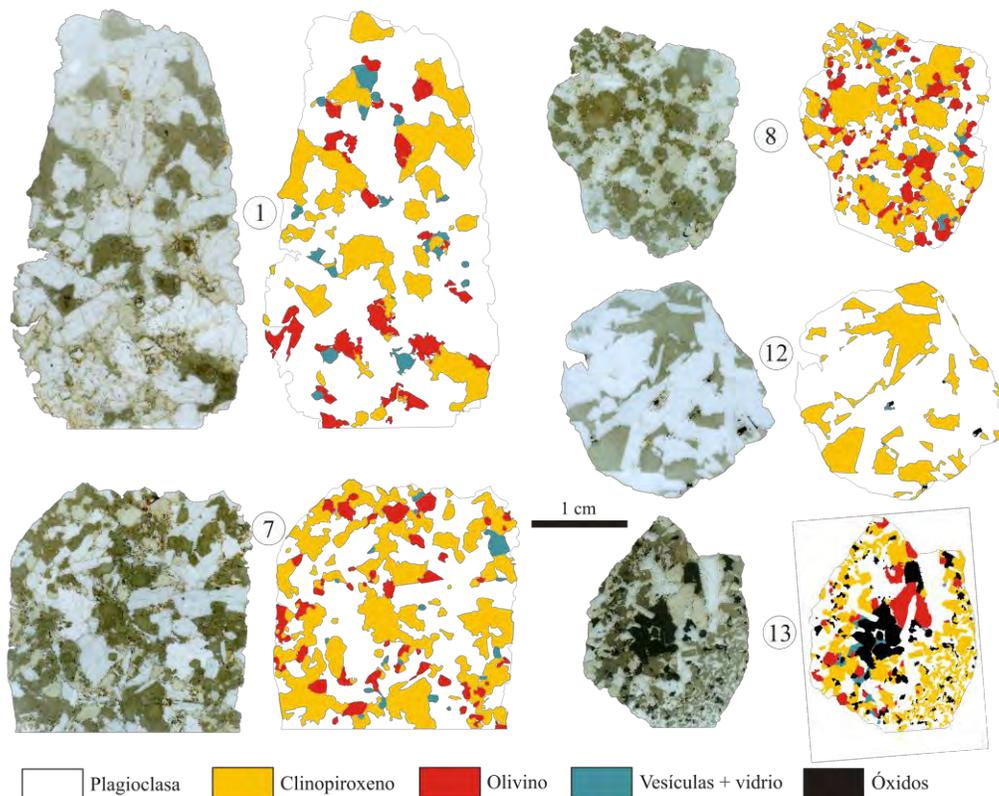


Figura II.35. Resultados de la cuantificación modal por áreas de los nódulos máficos (resultados en la Tabla II.2); las muestras cuantificadas por este método fueron principalmente las muestras de grano grueso.

La adecuación del método consta simplemente de la creación en AutoCAD® de una cuadrícula con un espaciado de 0.5 mm (tamaño de grano promedio) sobre una imagen de alta resolución de la muestra (4000 pixeles/pulgada) debidamente escalada, y se asignaron puntos de distintos colores según la fase mineral presente en cada intersección; el resultado se obtuvo en abundancia de puntos (Tabla II.2 y Figura II.36) que fueron normalizados al 100% y graficados en el diagrama triangular Pl-Px-Ol de LeMaitre et al. (1989) (Figura II.37).

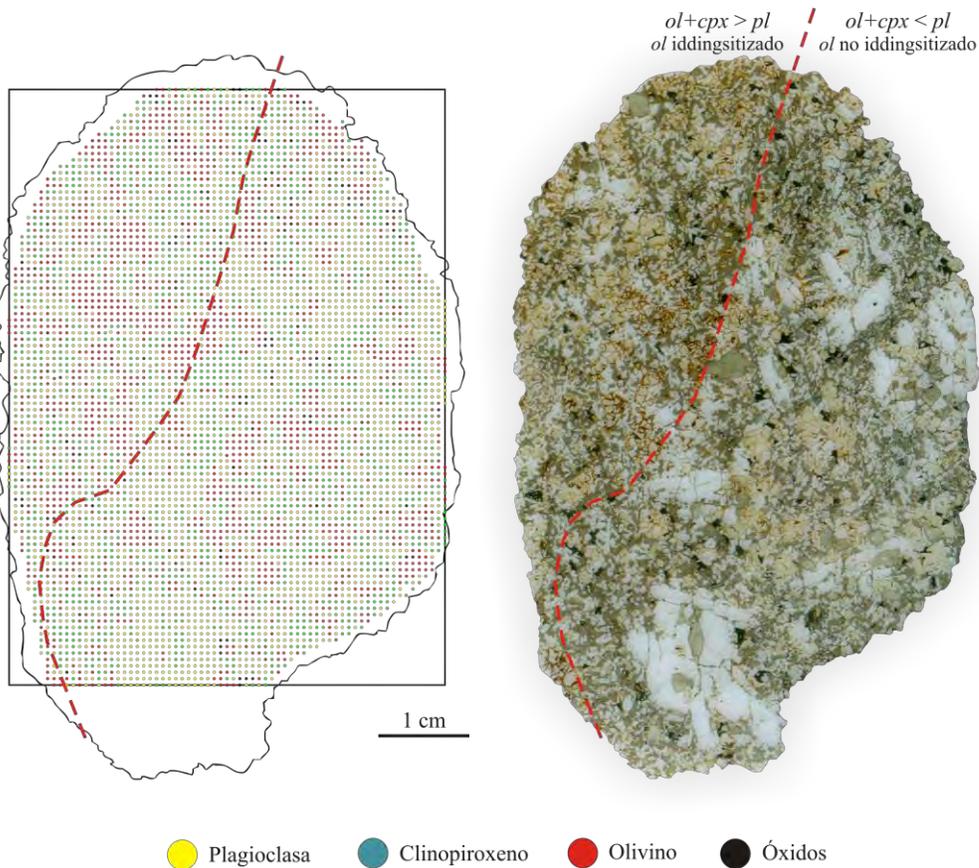
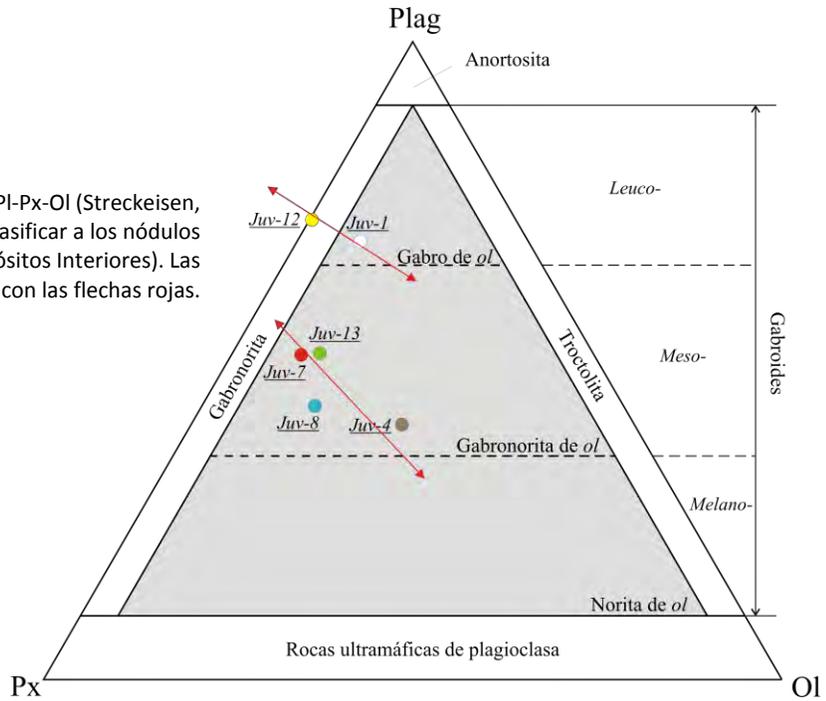


Figura II.36. Resultados de la cuantificación modal por conteo de puntos de la muestra Juv-4. Los resultados de la medición proporcionan una imagen que ilustra bien la distribución de las fases minerales y permite también establecer límites de variaciones texturales (línea roja punteada) en muestras individuales.

La clasificación modal permite nombrar estos nódulos como gabros y gabronoritas de olivino, donde la principal línea evolutiva marca un empobrecimiento en *ol* (línea roja en Figura II.36). Los cocientes  $pl/cpx$  varían de altos a moderados pero nunca son menores a 0.5, siendo la *pl* la fase más dominante en todas las muestras, tal como puede ser observado en la Figura II.37 y en la Tabla II.2.

Figura II.37. Diagrama triangular Pl-Px-Ol (Streckeisen, 1976; LeMaitre et al., 2002) para clasificar a los nódulos gabróticos de la Unidad C (Depósitos Interiores). Las tendencias se indican con las flechas rojas.



Un problema que genera discusión al estar utilizando el diagrama ternario Pl-Px-Ol, es la presencia de cristales de gran tamaño en los nódulos, que también son comunes en muchas lavas basálticas-hawaíticas del CVP, ya que pueden alterar el valor estadístico de la cuantificación debido su gran tamaño. Esto es que, entre mayor sea el tamaño de grano de la muestra, mayor será el área que necesita para su correcta cuantificación por los métodos digitales utilizados, y por lo tanto será menos precisa su representación en diagramas modales, efecto que puede eliminarse a medida que se reduce el tamaño de grano de la muestra.

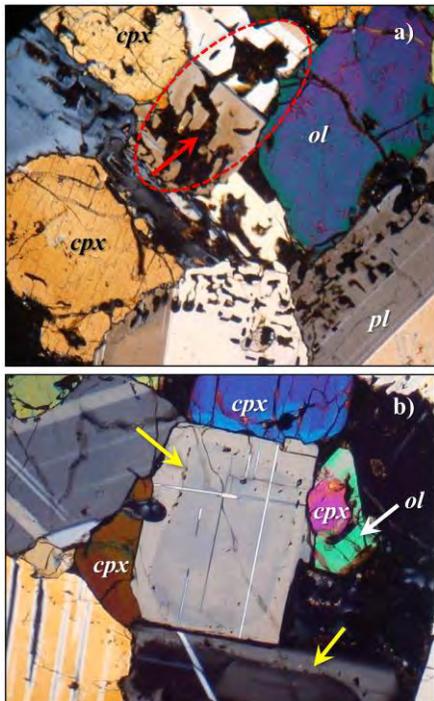


Figura II.38. a) Zonas de aparente fusión parcial de los nódulos; b) de inclusiones cristalográficamente controladas en pl.

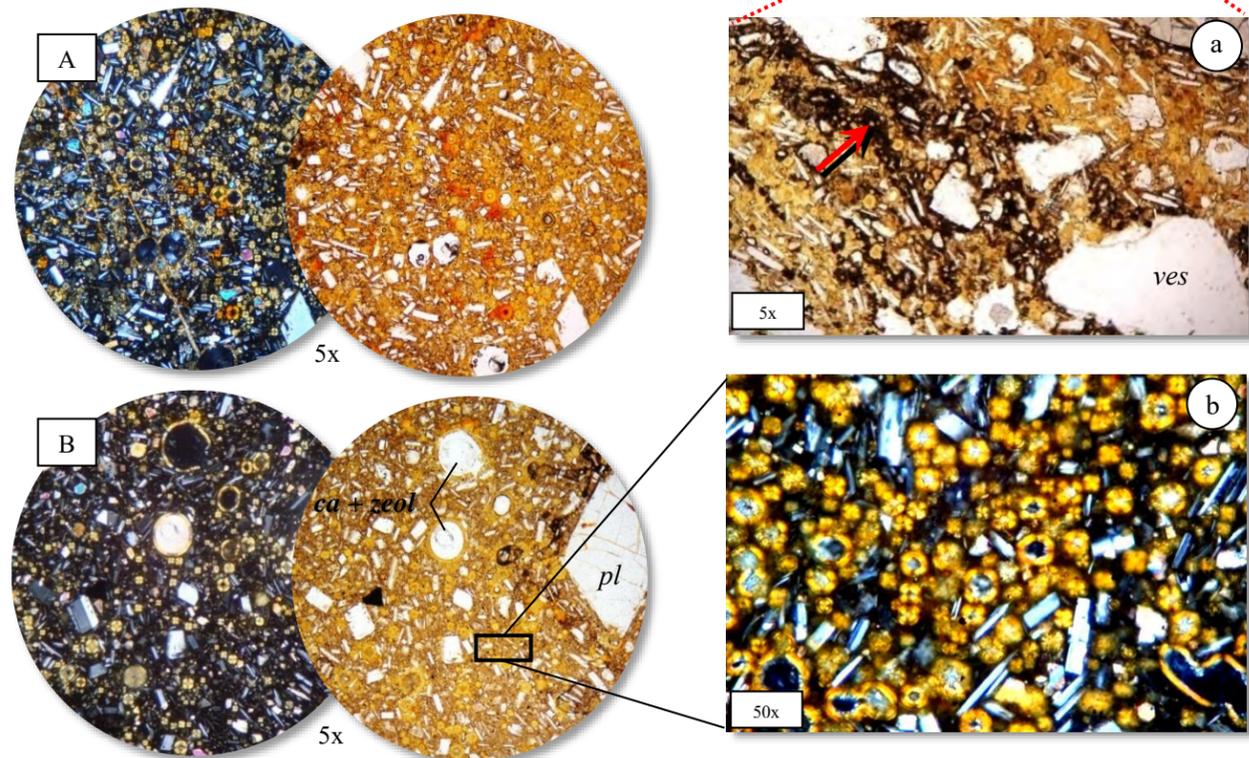
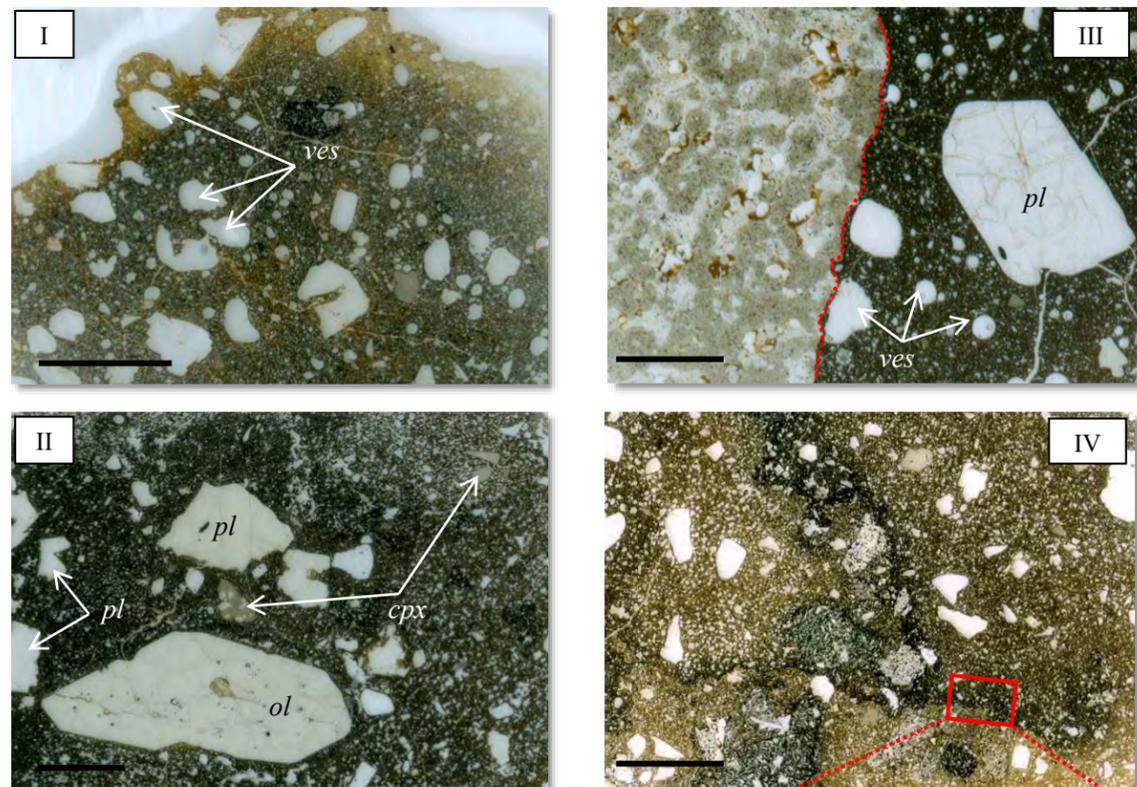


Lámina II.4. Fragmentos juveniles: I a IV ilustran las características mesoscópicas: vidrio taquilitico con microvesiculación y con vesículas más desarrolladas, mayor cristalinidad que los fragmentos juveniles que los depósitos exteriores, grandes fenocristales de *pl-ol* redondeados y palagonitización en los bordes (escala: 1 cm). A y B, crecimiento de *pellets* de palagonita (ver fotomicrografía b) con vesículas como núcleos y ocasional crecimiento de *ca+zeol*?; nótese que las propiedades ópticas del vidrio palagonitizado son similares al vidrio taquilitico en luz polarizada; a) acercamiento del bandeamiento entre las zonas de vidrio taquilitico y vidrio palagonitizado; 1 a 5: nódulos gabróticos mostrando diferentes tamaños de grano; b) detalle del crecimiento de los pellets de palagonita de forma intersticial entre los microlitos de *pl*. Escala del campo visual: 5x: 2mm; 50x: 200 $\mu$ m.

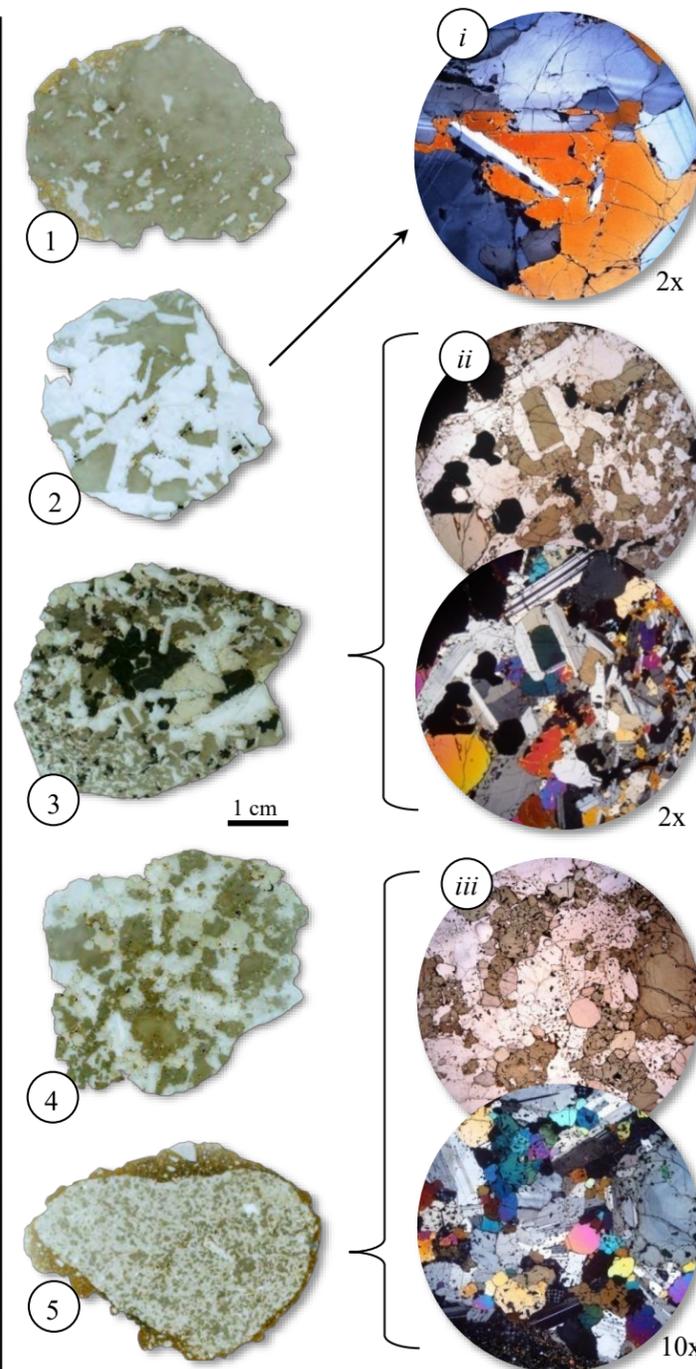
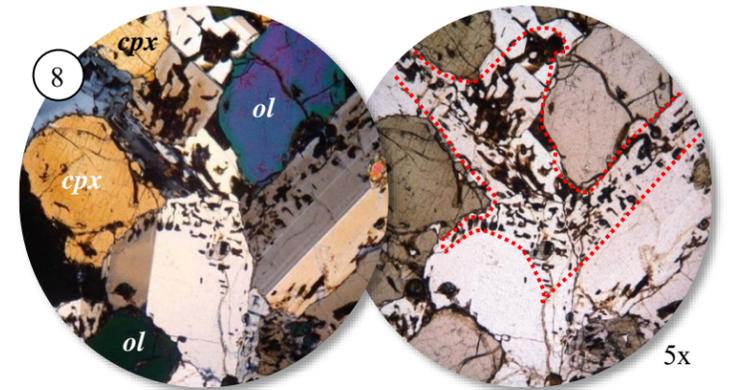
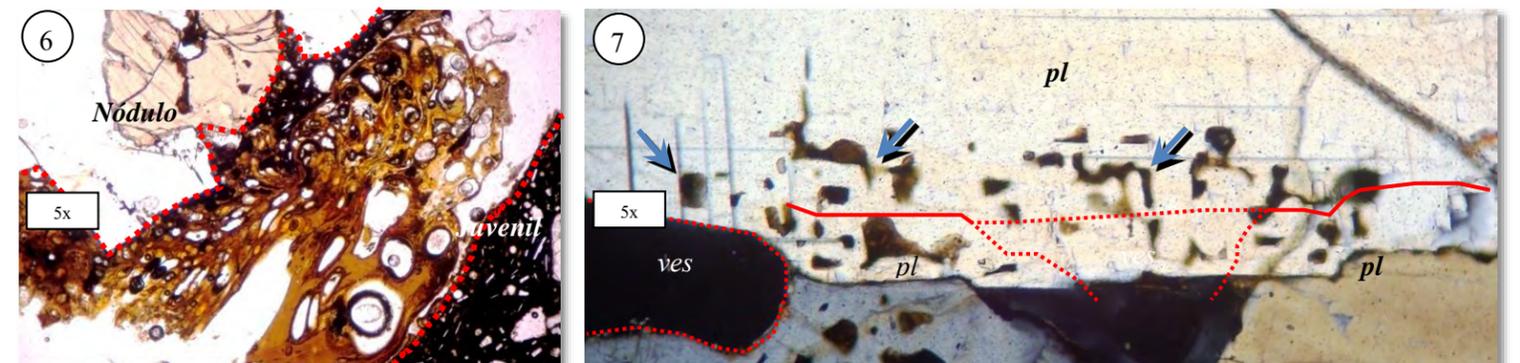


Lámina II.4. Nódulos gabróticos: 1 a 5, muestran las principales variaciones texturales y de tamaño de grano, ilustrando también la forma redondeada-irregular de la mayoría de los nódulos (la escala aplica a todos); 1: heteracumulada; 2: ortocumulada; 3: mesocumulada; 4 y 5: acumulada. Es común encontrar sideromelano fresco en el límite entre el nódulo y su fragmento hospedante como puede ser visto en 6; este vidrio posee una gran cantidad de vesículas deformadas, semejando un flujo magmático, y en algunas ocasiones este vidrio se encuentra como inclusión dentro de los cúmulos (9); a su vez, la *pl* de la mayoría de los nódulos, cualquiera que sea tu granulometría o textura, se encuentra parcialmente fundida, puesto que posee inclusiones de sideromelano cristalográficamente controladas (7) y siempre ubicadas en las cercanías del borde del cristal o de los contactos *pl-pl* (8). Escalas de los campos visuales: 2x: 8mm; 5x: 2mm; 10x: 1mm.

Lítico holocristalino contenido dentro de los fragmentos juveniles de los Depósitos Interiores con mineralogía de *qzo-pl-kfeld-biot* y una ligera foliación que le agrega una textura esquistosa; estos líticos si representan xenolitos del basamento cristalino ígneo-metamórfico.



La presencia de sideromelano fresco de forma intergranular y formando "inclusiones fundidas" en los cúmulos de *pl* son indicadores de una fusión parcial de estos nódulos posterior a su precipitación por procesos magmáticos primarios.



Estos problemas de clasificación se observan también en los nódulos formados por 1 o 2 fases minerales, ya que la textura define en gran parte la asociación mineralógica. Por ejemplo, la muestra Juv-12 (Figura II.35) se caracteriza por la ausencia *ol* en su asociación modal y desarrollar textura ortocumulada, indicando que el estadio magmático en el cual precipitó dio lugar a la cristalización de *pl* favorecida por  $T_N$  relativamente bajas y  $T_C$  muy elevadas, de tal forma que desarrolló una fábrica primaria de grano muy grueso, que difícilmente puede representarse dentro de una lámina delgada.

Por otro lado, durante el análisis petrográfico se observó que muchos de los nódulos poseen sideromelano fresco no taquilítico y altamente vesicular dentro de los cristales a manera de “inclusiones fundidas”, en zonas intergranulares y en los bordes de los nódulos (Lámina II.4-6, 7 y 8). Cuando ocurren dentro de los cristales, lo hacen generalmente en la *pl* en forma de inclusiones cristalográficamente controladas (a lo largo de su eje *c* y paralelas a las caras de los cristales), mientras que en los cristales de *cpx* ocurren de forma irregular sin evidente control cristalográfico. Sin embargo, es más común encontrarles en los límites granulares, ya sea de *pl-ol*, *cpx-ol* o *pl-cpx*.

La presencia de vidrio intersticial e intergranular puede ser evidencia de líquido *intercumulus* residual, mientras que la presencia de vidrio como inclusiones cristalográficamente controladas en *pl* y *cpx*, pudiera interpretarse como inclusiones de líquido *intercumulus* atrapado durante el crecimiento *postcumulus* (Figura II.38-b), sin embargo, existen zonas en las que el vidrio no muestra características de inclusiones atrapadas durante el crecimiento cristalino, sino que parecen haber sido el producto de una fusión parcial de las fases ya cristalizadas (Figura II.38-a). Esta evidencia hace posible considerar este vidrio pudo haber sido formado por el aporte de calor que se llevó a cabo con la renovación de las erupciones durante el emplazamiento de la Unidad C, y posiblemente estimulado por el fenómeno de interacción agua-magma.

Aunque las tres posibles interpretaciones pueden surgir con la observación de una sola de las muestras, el orden en el cual debieron ocurrir no es el mismo, puesto que los estadios magmáticos necesarios para la formación de cúmulos requiere de una cierta estabilidad magmática, esto es, condiciones isotérmicas, isobáricas, e incluso isoquímicas (en el caso de la cristalización *intercumulus*), y estas condiciones son antagónicas a la presencia de fusión parcial en los nódulos. Aunque faltan elementos que ayuden a fijar una interpretación, un trabajo detallado de química mineral ayudaría a determinar una conclusión más satisfactoria, y ayudaría al mejor entendimiento de los estadios finales de sistemas hidrovulcánicos-monogenéticos.

### II.3.3 Geoquímica

Diversos autores han puesto en evidencia que el volcanismo monogenético basáltico-hawaítico del CVP posee firmas geoquímicas relativamente estables (página 15) con variaciones químicas muy tenues que prácticamente no se modifican con el tiempo (Lynch, 1981; Paz-Moreno et al., 2000; Paz-Moreno et al., 2004). Esta particularidad impide observar diferencias geoquímicas claras entre los productos volcánicos de los distintos centros monogenéticos (Donnelly, 1974).

Como consecuencia directa de esta homogeneidad composicional, la asociación mineralógica *pl-ol-cpx-ox* es invariante (Anexo I), de tal forma que la mineralogía modal también es una limitante como criterio de distinción. Esta característica puede ser indicadora de que el abastecimiento desde la fuente es siempre constante, y que los procesos de ascenso magmático y almacenamiento (en caso de existir) no modifican la composición original del magma primario o la modifican siempre bajo los mismos parámetros petrológicos.

Con la finalidad de hacer una detallada caracterización geoquímica del líquido involucrado en el ciclo monogenético del CE, Cázares-Hernández (2006) analizó muestras de fragmentos juveniles templados extraídos de los Depósitos Exteriores y de unidades lávicas de la secuencia pre-Elegante; en dicho trabajo se pudieron concluir dos aspectos:

1. que las bombas en coliflor encontradas en los Depósitos Exteriores son los fragmentos que representan al líquido magmático involucrado en la interacción agua/magma, y
2. que la composición entre juveniles es muy homogénea, pero no logran distinguirse claramente de las muestras pre-Elegante analizadas.

En este sentido, si la composición de las lavas del CE se muestra similar a la firma geoquímica “general”, la justificación de seguir analizando estos datos reside en atender uno de los principales aspectos de la hipótesis de trabajo (página 5): examinar las posibles modificaciones al sistema magmático a causa de la interacción agua-magma.

#### II.3.3.1 Óxidos mayores y elementos traza<sup>8</sup>

Los resultados analíticos incluyen óxidos mayores (Tabla II.3), tierras raras y elementos traza (Tabla II.4) de las lavas y diques de la secuencia pre-Elegante, de la Unidad B7 (Sección II.3.1) y de los fragmentos juveniles de los Depósitos Exteriores (Sección II.3.2.1.e). Básicamente, la geoquímica

---

<sup>8</sup> Análisis realizados en los laboratorios ALS Chemex (Canadá); óxidos mayores: ICP-AES; elementos traza: ICP-MS; FeO: digestión ácida HCl-HF + titulación.

utilizada es la que ya se había obtenido en [Cázares-Hernández \(2006\)](#), y a esta base de datos se agregó la concentración de FeO analizado, a los valores de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ajustados según la relación:

$$\text{Fe}_2\text{O}_3 = \text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ tot} - (1.11 \text{ FeO}) \quad (\text{Ec. II.2})$$

En términos generales las muestras son basaltos relativamente ricos en titanio (2.27% – 3.00%) y sodio (3.32% – 4.15%) y subsaturadas en sílice (*ne-ol* normativos), en la mayoría de las muestras aunque algunas lavas y diques llegan a poseer tanto la asociación *hip-ol* como la asociación *hip-qz* en la norma. Además, los valores moderados de Cr (60 – 330 ppm) y Ni (48 – 170 ppm) enfatizan que estas lavas basálticas ya han experimentado fraccionamiento ([Paz-Moreno et al, 2004](#)).

Tabla II.3. Resultados de elementos mayores en muestras pre-Elegante y fragmentos juveniles; mineralogía normativa CIPW calculada en base anhidra (óxidos sin normalizar en base anhidra y con reajuste de FeO y Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>).

Muestra	P06-07	P06-65	EP08-05	P06-62	P06-02	P06-73	*PI97-1	P06-11	*PI97-2	P06-13	P06-14	P06-16	P06-18
Unidad	Lava	Lava	Lava	Dique	Dique	Dique	B7	B7	BC	BC	BC	BC	BC
<b>Óxidos (%)</b>													
SiO <sub>2</sub>	47.40	52.00	48.60	47.60	48.10	48.40	46.30	46.50	48.14	47.10	46.80	47.60	47.50
TiO <sub>2</sub>	3.00	2.28	2.43	2.49	2.27	2.29	2.56	2.52	2.50	2.47	2.55	2.41	2.51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.10	15.95	15.35	15.05	16.85	15.75	15.66	14.75	15.56	14.80	15.25	14.95	14.90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.65	3.52	3.45	2.10	6.19	3.66	3.50	4.16	2.27	4.21	8.61	2.41	6.55
FeO	8.38	7.10	8.29	9.37	5.01	8.14	8.48	8.14	9.59	8.23	4.45	9.63	5.90
MnO	0.19	0.16	0.18	0.18	0.16	0.17	0.18	0.18	0.18	0.18	0.19	0.23	0.18
MgO	5.05	5.43	6.50	6.61	4.99	6.28	6.83	6.98	6.47	7.47	7.02	6.67	6.69
CaO	9.38	8.41	8.03	8.38	8.70	9.33	8.45	8.52	8.10	8.47	8.72	8.36	8.54
Na <sub>2</sub> O	3.72	3.32	3.73	3.47	4.15	3.51	3.67	3.55	3.67	3.53	3.71	3.66	3.62
K <sub>2</sub> O	1.39	0.99	1.18	1.14	1.44	0.98	2.22	1.13	1.31	1.11	1.20	1.24	1.16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.53	0.44	0.47	0.48	0.44	0.38	0.52	0.41	0.56	0.41	0.44	0.44	0.45
PPI	0.77	0.16	0.40	0.20	0.84	0.30	0.93	0.14	0.78	0.26	0.30	0.37	0.98
Total	99.56	99.76	98.61	97.07	99.14	99.19	99.30	96.98	99.13	98.24	99.24	97.97	98.98
<b>Norma CIPW</b>													
Or	8.30	5.87	7.09	6.95	8.65	5.85	13.32	6.89	7.86	6.69	7.16	7.50	6.99
Ab	25.98	28.18	32.11	30.28	27.75	29.35	17.65	26.78	30.83	27.22	24.64	28.82	28.77
An	20.63	25.78	22.03	22.82	23.48	24.58	20.01	21.64	22.47	21.68	21.63	21.20	21.39
Ne	3.17	–	–	–	4.31	0.36	7.53	2.28	0.39	1.75	3.83	1.56	1.33
Di	19.29	11.08	12.86	14.05	14.66	16.37	15.94	15.96	12.32	15.31	15.95	15.28	15.67
Hip	–	19.41	1.16	1.38	–	–	–	–	–	–	–	–	–
OI <sub>Mg</sub>	5.64	–	8.57	8.55	6.21	7.95	8.94	9.41	9.08	10.21	9.25	8.96	8.85
OI <sub>Fe</sub>	6.70	–	7.45	7.14	6.52	7.31	7.47	7.95	8.07	8.23	8.02	8.02	7.73
Mt	2.77	2.25	2.53	2.53	2.35	2.52	2.58	2.67	2.58	2.67	2.69	2.63	2.62
Hem	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Ilm	5.78	4.35	4.71	4.89	4.39	4.41	4.95	4.95	4.84	4.80	4.90	4.70	4.87
Ap	1.27	1.05	1.13	1.17	1.06	0.91	1.25	1.00	1.35	0.99	1.05	1.07	1.09
#Mg	0.52	0.57	0.58	0.56	0.64	0.58	0.59	0.60	0.55	0.68	0.74	0.55	0.67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /FeO	0.55	0.50	0.42	0.22	1.24	0.45	0.41	0.51	0.24	0.51	1.93	0.25	1.11

#Mg = proporción catiónica [Mg/(Fe<sup>+2</sup> + Mg)]

PPI: Pérdidas por ignición

\* ICP-AES (Universidad Paul Cézanne Aix Marseille, Francia).

Prom Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO = 0.64

Prom Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO (CVP) = 0.54

Prom Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO (juveniles) = 0.81

Visualizando los datos en el diagrama de clasificación propuesto por Le Bas et al. (1986) de sílice versus álcalis totales (Figura II.39-A) y tomando como base de referencia la información geoquímica disponible para el CVP (Donnelly, 1974; Lynch, 1981), puede observarse que todas las muestras tienen la firma típica basáltica-hawaítico del CVP, sin embargo, los fragmentos juveniles se distinguen de la población, ya que el aumento de álcalis mantiene una evidente proporcionalidad con el aumento en sílice, formando una clara tendencia lineal (Figura II.39-B).

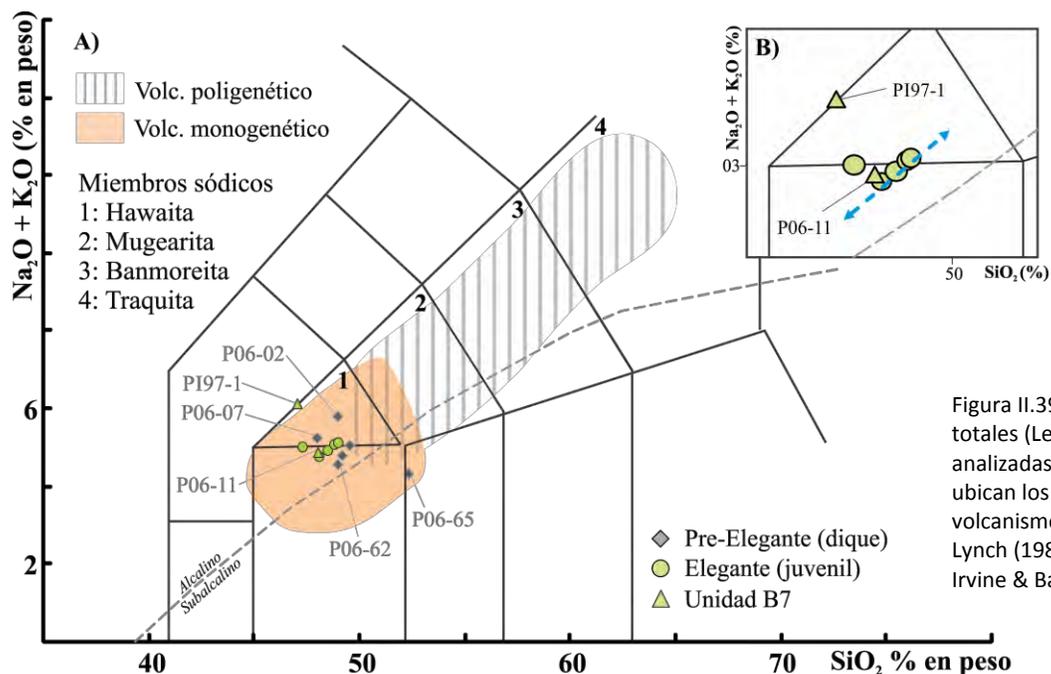


Figura II.39. A) Diagrama de sílice versus álcalis totales (Le Bas et al., 1986) de las muestras analizadas. (B) Ampliación de la región donde se ubican los fragmentos juveniles. Regiones del volcanismo CVP tomadas de Donnelly (1974) y Lynch (1981). Límite alcalino/subalcalino de Irvine & Baragar (1971).

Los óxidos mayores de la secuencia pre-Elegante cuentan con rangos de variación relativamente amplios: las concentraciones de  $\text{SiO}_2$  oscilan entre 46.30% y 52.00%, donde las muestras con mayor abundancia de sílice poseen *hip* normativa (incluso cuarzo normativo en P06-65), mientras que las lavas más pobres en sílice poseen *ne* normativa; las concentraciones de  $\text{Na}_2\text{O}$  (3.32% - 4.15%) y de  $\text{K}_2\text{O}$  (0.98% - 2.22%) no aumentan de forma proporcional al enriquecimiento en sílice y la relación de variación que existe entre  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$  y  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  tampoco muestran correlación con el aumento de  $\text{SiO}_2$ ; algunos óxidos muestran comportamientos que claramente reflejan la presencia de fases minerales (*pl*, *cpx*, *ol*) ya que  $\text{MgO}$ ,  $\text{TiO}_2$  y  $\text{Na}_2\text{O}$  son relativamente estables y con mínimas variaciones, mientras que  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{eO}$  y  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  ocurren con una variación muy amplia (Figura II.40). La muestra P06-02 cuenta con una dispersión muy fuerte: valores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y de  $\text{Na}_2\text{O}$  muy elevados (16.85% y 4.15%, respectivamente) y los valores de  $\text{MgO}$  y  $\text{FeO}$  más bajos de la población (4.99% y 5.01%, respectivamente).

Los óxidos mayores de los fragmentos juveniles se engloban junto con las muestras de la secuencia pre-Elegante, solo que sus rangos de variación son reducidos (e.g.  $\text{SiO}_2$ : 46.80% - 48.14%;  $\text{Na}_2\text{O}$ : 3.53% - 3.71%;  $\text{K}_2\text{O}$ : 1.11% - 1.31%), resaltando su relación monogenética. Todas las muestras

poseen nefelina en la norma y, similarmente a las muestras pre-Elegante, las concentraciones de MgO, TiO<sub>2</sub> y Na<sub>2</sub>O son estables, mientras que Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, FeO y Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ocurren con variaciones relativamente abruptas (Figura II.40).

Una particularidad geoquímica muy evidente en los fragmentos juveniles, es que la concentración de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, FeO y Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> varía estratigráficamente de forma muy abrupta, donde: la razón de variación entre CaO y Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> es proporcional entre sí, e inversamente proporcional al FeO, sin embargo, tanto FeO como Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> no muestran algún patrón de comportamiento. El Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> solo cuenta con una tendencia de aumento pobremente definida, mientras que CaO disminuye progresivamente; Na<sub>2</sub>O muestra una ligera tendencia a aumentar estratigráficamente, mientras que TiO<sub>2</sub> se comporta muy estable y prácticamente invariante. Estos comportamientos pueden ser apreciados con mayor facilidad en la Figura II.40.

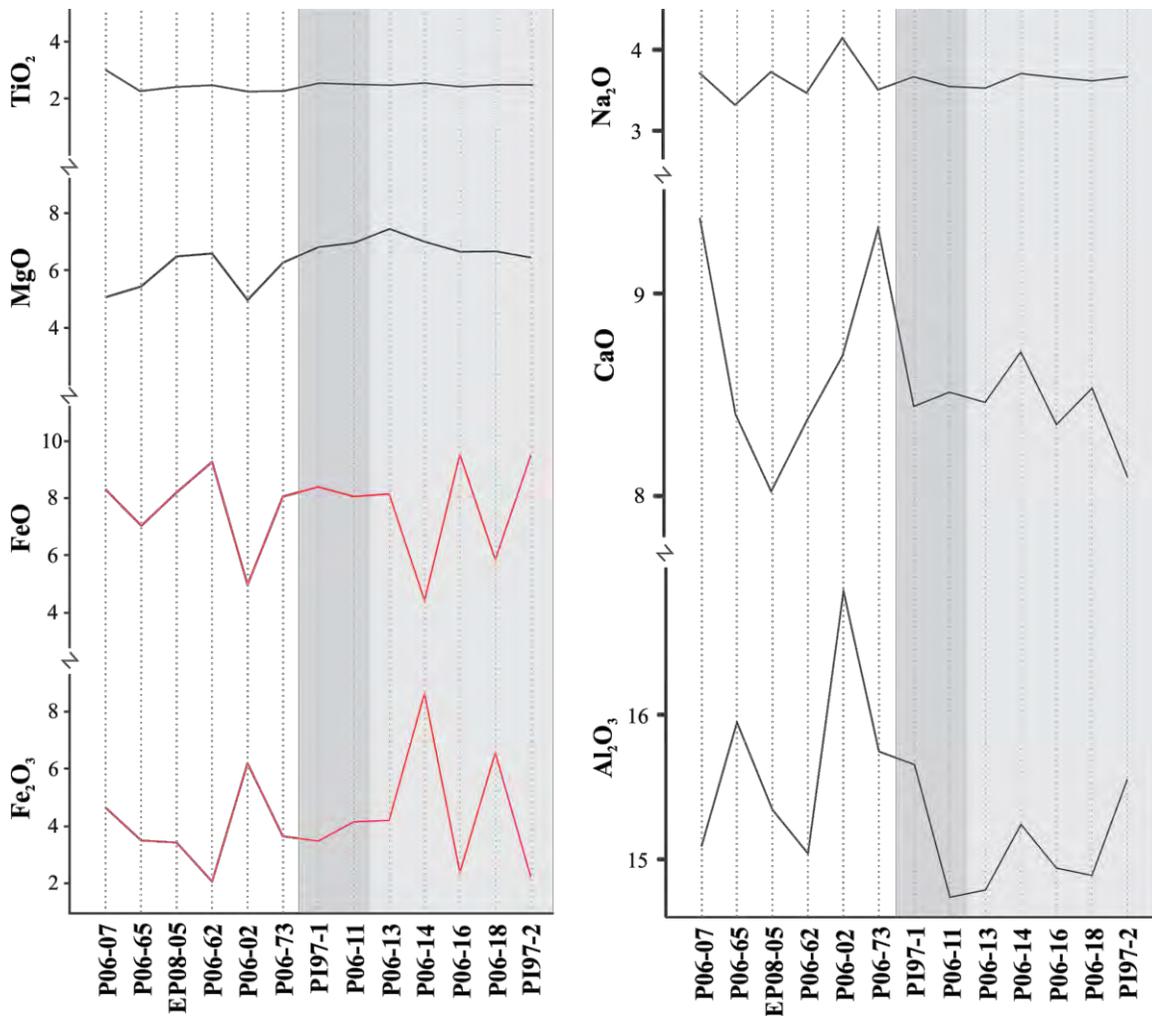


Figura II.40. Diagramas de variación de óxidos mayores; las áreas sombreadas representan las muestras de fragmentos juveniles dispuestas en orden estratigráfico. Nótese la fuerte variación en CaO y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, la gran estabilidad de TiO<sub>2</sub> y el decrecimiento progresivo de MgO con el aumento estratigráfico de los fragmentos juveniles. PI97-1 y P06-11 representan la Unidad B7.

Tabla II.4. Resultados de elementos traza (tierras raras y multielementos) de las muestras analizadas.

<i>Muestra</i> <i>Unidad</i>	P06-07 Lava	P06-65 Lava	EP08-05 Lava	P06-62 Dique	P06-02 Dique	P06-73 Dque	*PI97-1 U-B7	P06-11 U-B7	*PI97-2 BC	P06-13 BC	P06-14 BC	P06-16 BC	P06-18 BC
<b>Tierras raras (ppm)</b>													
La	30.30	19.80	29.20	48.20	31.00	25.70	0.68	25.00	0.80	24.40	26.70	29.20	27.50
Ce	63.70	41.30	58.00	94.90	61.10	53.80	0.67	52.10	0.77	50.10	56.30	59.80	58.00
Pr	7.99	5.14	7.41	12.10	7.31	6.73	0.69	6.39	0.80	6.21	6.91	7.39	7.19
Nd	32.90	23.00	28.80	48.70	29.30	29.30	0.68	26.80	0.75	26.60	28.80	30.80	30.10
Sm	7.67	5.52	6.61	11.60	6.46	6.72	0.64	6.11	0.74	6.05	6.65	6.84	7.06
Eu	2.48	1.98	2.18	3.90	2.26	2.30	0.67	2.01	0.73	1.99	2.26	2.33	2.23
Gd	7.38	5.83	6.68	12.30	6.55	6.65	0.85	6.17	0.92	5.98	6.66	6.98	6.59
Tb	1.16	0.91	1.10	1.96	1.04	1.05	0.86	0.94	1.05	0.88	1.02	1.04	1.06
Dy	6.48	5.19	5.95	10.90	5.49	5.45	1.02	5.42	1.13	5.20	5.72	5.90	5.85
Ho	1.28	1.03	1.12	2.10	1.22	1.06	1.04	1.04	1.13	1.00	1.09	1.13	1.13
Er	3.39	2.90	3.13	6.00	2.82	3.02	1.07	2.84	1.22	2.79	3.16	3.14	3.11
Tm	0.48	0.40	0.44	0.83	0.40	0.60	0.25	0.41	0.25	0.36	0.42	0.42	0.40
Yb	2.86	2.22	2.64	4.82	2.43	2.28	1.11	2.26	1.20	2.30	2.56	2.55	2.43
Lu	0.41	0.34	0.41	0.71	0.41	0.36	1.33	0.36	1.33	0.35	0.39	0.37	0.39
<b>Multielementos (ppm)</b>													
Cs	0.16	0.10	0.21	0.25	0.15	0.25	0.20	0.18	0.30	0.23	0.22	0.29	0.19
Rb	23.90	17.60	24.90	40.00	25.20	21.90	22.20	20.40	26.60	19.90	21.90	24.70	21.90
Ba	326.0	205.0	260.0	476.0	331.0	244.0	250.0	236.0	271.0	233.0	247.0	258.0	249.0
Th	3.34	2.29	3.46	5.54	3.22	2.93	3.00	2.99	4.00	2.84	3.22	3.50	3.11
U	0.93	0.66	1.00	1.58	1.14	0.86	0.90	0.92	1.00	0.84	0.89	1.03	0.95
Nb	44.00	28.10	37.40	61.00	37.60	36.90	36.00	35.70	40.00	33.80	36.80	39.10	38.20
Ta	2.60	1.70	2.50	4.00	2.40	2.30	2.20	2.20	2.50	2.20	2.30	2.40	2.30
La	30.30	19.80	29.20	48.20	31.00	25.70	25.00	25.00	29.70	24.40	26.70	29.20	27.50
Ce	63.70	41.30	58.00	94.90	61.10	53.80	53.90	52.10	61.30	50.10	56.30	59.80	58.00
Pr	7.99	5.14	7.41	12.10	7.31	6.73	6.70	6.39	7.80	6.21	6.91	7.39	7.19
Sr	436.0	366.0	506.0	966.0	502.0	441.0	450.0	436.0	456.0	423.0	444.0	442.0	444.0
Zr	242.0	167.0	199.0	336.0	254.0	208.0	199.5	206.0	227.0	193.5	213.0	228.0	219.0
Hf	5.90	4.30	4.90	7.80	5.60	5.00	6.00	5.10	6.00	4.90	5.40	5.70	5.50
Sm	7.67	5.52	6.61	11.60	6.46	6.72	6.40	6.11	7.40	6.05	6.65	6.84	7.06
Eu	2.48	1.98	2.18	3.90	2.26	2.30	2.00	2.01	2.20	1.99	2.26	2.33	2.23
Dy	6.48	5.19	5.95	10.90	5.49	5.45	5.70	5.42	6.30	5.20	5.72	5.90	5.85
Y	33.30	24.50	30.90	56.50	28.20	26.50	26.90	27.40	29.50	27.10	29.00	30.60	29.90
Ho	1.28	1.03	1.12	2.10	1.22	1.06	1.10	1.04	1.20	1.00	1.09	1.13	1.13
Yb	2.86	2.22	2.64	4.82	2.43	2.28	2.40	2.26	2.60	2.30	2.56	2.55	2.43
Lu	0.41	0.34	0.41	0.71	0.41	0.36	0.40	0.36	0.40	0.35	0.39	0.37	0.39
<b>Otros elementos</b>													
Cr	60	330	140	140	100	200	140	130	150	130	130	140	150
Ni	48	170	109	121	73	80	114	128	105	141	123	128	124
<b>Cocientes normalizados</b>													
(La/Sm) <sub>N</sub>	1.07	1.12	1.03	1.19	1.30	0.97	1.06	1.11	1.08	1.09	1.09	1.15	1.05
(Gd/Lu) <sub>N</sub>	0.71	0.68	0.73	0.64	0.63	0.68	0.64	0.67	0.69	0.67	0.67	0.74	0.67

La/Sm y Gd/Lu normalizados a OIB (Sun & McDonough, 1989)

\* ICP-MS (Universidad Paul Cézanne Aix Marseille, Francia).

Puesto que las características petrogenéticas del CVP ya han sido tratadas en trabajos anteriores (Lynch, 1981; Donnelly, 1974; Paz-Moreno et al., 2000; Paz-Moreno et al., 2004; además de que no son parte del objetivo de este estudio), los elementos traza fueron utilizados solamente para explorar posibles diferencias entre la secuencia pre-Elegante y los fragmentos juveniles, y que puedan ser asociadas a procesos propiamente volcanogénicos.

Los valores de tierras raras y multielementos normalizados a OIB (Sun & McDonough, 1989) permanecen invariables con respecto al aumento en sílice. La mayoría de las muestras poseen los mismos espectros con mínimas variaciones, indicando una misma fuente que no se modifica dentro de la escala de tiempo (Figura II.41). Los espectros de todas las muestras son empobrecidos en tierras raras ligeras [(La/Sm)<sub>N</sub> = 1.118], enriquecidos en tierras raras pesadas [(Gd/Lu)<sub>N</sub> = 0.681] y sin anomalía en Eu con respecto a OIB. Las únicas excepciones están dadas por las muestras **P06-73**, con un marcado empobrecimiento en tierras raras ligeras [(La/Sm)<sub>N</sub> = 0.969], y la muestra **P06-65**, que posee un factor de enriquecimiento promedio de 1.79 en todas las tierras raras, esto es, aproximadamente 80% por encima de la población; estos valores son superiores a las firmas OIB, sin embargo, ninguna de estas lavas son basaltos de islas oceánicas. Todas las muestras de los fragmentos juveniles poseen espectros paralelos y prácticamente sin variaciones, pudiéndose considerar para éstos, una composición homogénea.

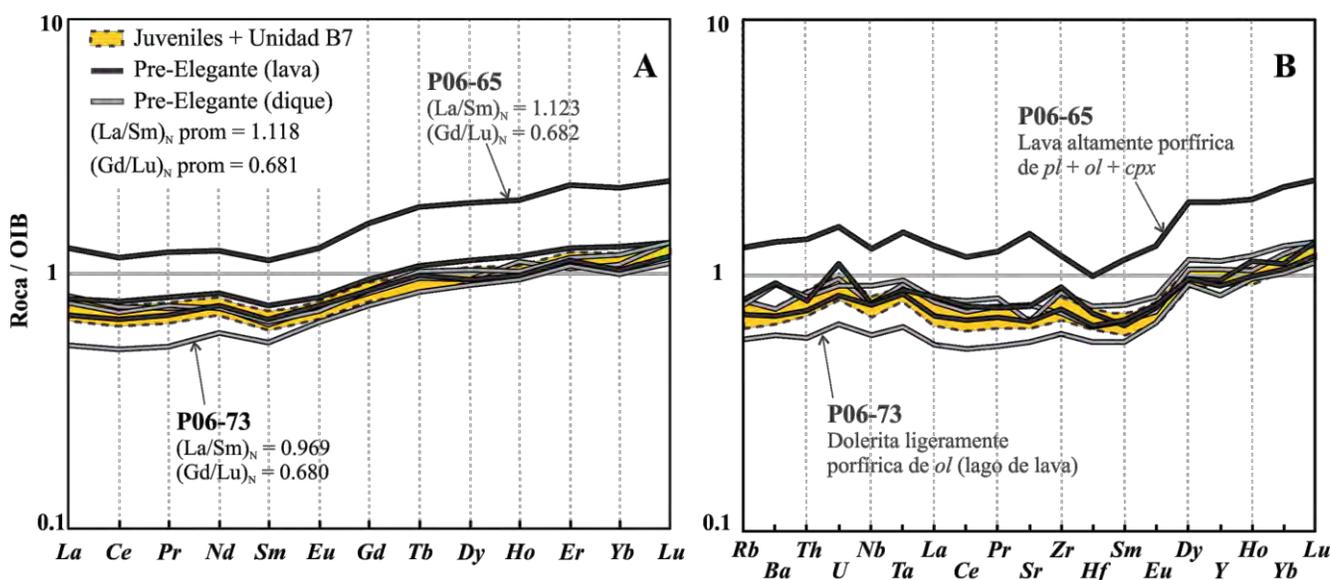


Figura II.41. Diagramas de tierras raras (A) y multielementos (B) normalizados a OIB (Sun & McDonough, 1989); nótese que las muestras P06-65 y P06-73 son las únicas que poseen firmas ligeramente diferentes, con respecto al espectro promedio del resto de la población.

El diagrama de multielementos normalizados a OIB (Sun & McDonough, 1989), presenta espectros planos, paralelos entre sí y con valores siempre ligeramente inferiores a 1.0 y solo presentan anomalías positivas en elementos de alto campo de fuerza (HSFE; U, Ta y Zr); es notorio un enriquecimiento en Dy, Y, Ho, Yb y Lu en todas las muestras, indicando una alta compatibilidad de

estos elementos con el sistema. Al igual que con las tierras raras, las muestras P06-65 y P06-73 cuentan con espectros que hacen excepción a la tendencia general: la muestra P06-73 está ligeramente más empobrecida en elementos litófilos de gran radio iónico (LILE) y en elementos de alto campo de fuerza (HSFE), mientras que la muestra P06-65 continúa estando enriquecida con un factor de 1.74 en todos los elementos (aproximadamente un 75% por encima de la población), que es un valor muy aproximado al factor de enriquecimiento que esta muestra también presenta en las tierras raras.

### II.3.3.2 Correspondencia de variación mayores-traza

Durante el análisis de los resultados de los elementos traza, particularmente de las Tierras Raras, se observó que el comportamiento de los cocientes  $(La/Sm)_N$  y  $(Gd/Lu)_N$  tiene relación con las variaciones de óxidos mayores, y puesto que esta característica puede proveer criterios geoquímicos importantes para delimitar el comportamiento químico del sistema magmático del CE, es necesario abundar más en estos parámetros.

Por ejemplo, las muestras P06-02 y P06-07 tienen los cocientes  $(La/Sm)_N$  más alejados del promedio (1.30 y 1.07, respectivamente) y también son las muestras que poseen valores de óxidos más separados de la media (Figura II.40 y Figura II.43). Otro ejemplo claro es que la muestra P06-73 (lagu de lava) posee el cociente  $(La/Sm)_N$  más bajo y el cociente  $(Gd/Lu)_N$  más cercano al promedio, mostrando que una cristalización al equilibrio tiende a homogenizar la composición del líquido. La muestra P06-65, que en apariencia posee los espectros de elementos traza más enriquecidos, en realidad es la única que posee los cocientes  $(La/Sm)_N$  y  $(Gd/Lu)_N$  equivalentes al promedio de la población, sugiriendo la presencia de “polos” composicionales que pueden asociarse a las etapas eruptivas o ciclos eruptivos ya descritos.

La Figura II.42 nos ilustra una comparación de  $\#Mg$  versus  $(La/Sm)_N$  y  $\#Mg$  versus  $(Gd/Lu)_N$ . En esta gráfica, las muestras de la secuencia pre-Elegante se agrupan en una región bien delimitada donde la mayoría de las muestras ocurren entre 0.55 y 0.65 de  $\#Mg$ ,  $(La/Sm)_N$  entre 1.0-1.2 y  $(Gd/Lu)_N$  entre 0.66-0.72, y la principal relación de variación que existe es una proporción en la cual a medida que aumenta el  $\#Mg$ , aumenta  $La/Sm$  y disminuye  $Gd/Lu$ , como se observa en la Figura II.42 A y B. Si consideramos el  $\#Mg$  como indicador del grado de evolución del líquido magmático, esta tendencia indica que los magmas del CVP tienden a enriquecerse en HREE y empobrecerse en LREE a medida que éstos se cristalizan, comportamiento que puede observarse claramente en la Figura II.41 con la muestra P06-73.

---

<sup>9</sup> Hasta este punto, hay que tomar en cuenta que esta muestra es un intrusivo dolerítico-hipovolcánico que representa el final de un evento monogenético cuyo contexto de emplazamiento-enfriamiento indica una cristalización al equilibrio con un diferencial de temperatura muy bajo.

La variación de  $LREE_N$  y  $HREE_N$  versus  $\#Mg$  de los fragmentos juveniles, claramente es distinta a la que presentan las muestras pre-Elegante, ya que la tendencia de variación principal está dada por una disminución progresiva y no lineal del cociente  $(La/Sm)_N$  a medida que aumenta  $\#Mg$ , comportamiento definido por una curva de mejor ajuste polinómica con un factor de correlación moderado ( $y = 0.0003x^2 - 0.0418x + 2.482$ ;  $R^2 = 0.4224$ ), y similarmente, la tendencia de variación del cociente  $(Gd/Lu)_N$  es una disminución progresiva a medida que aumenta el valor de  $\#Mg$ , y su comportamiento también es descrito por una ecuación polinómica con un factor de correlación casi perfecto ( $y = 0.001x^2 - 0.0182x + 1.2823$ ;  $R^2 = 0.9841$ ).

Considerando que estas ecuaciones describen de forma muy precisa el comportamiento de REE versus  $\#Mg$ , es importante resaltar que la única relación gráfica de posible origen petrológico que poseen los fragmentos juveniles y los elementos pre-Elegante, es la intersección múltiple que forman las dos curvas de mejor ajuste de ambos grupos con la composición promedio pre-Elegante y la muestra P06-65 (Figura II.42), por lo que es muy posible que este punto de intersección represente un extremo composicional.

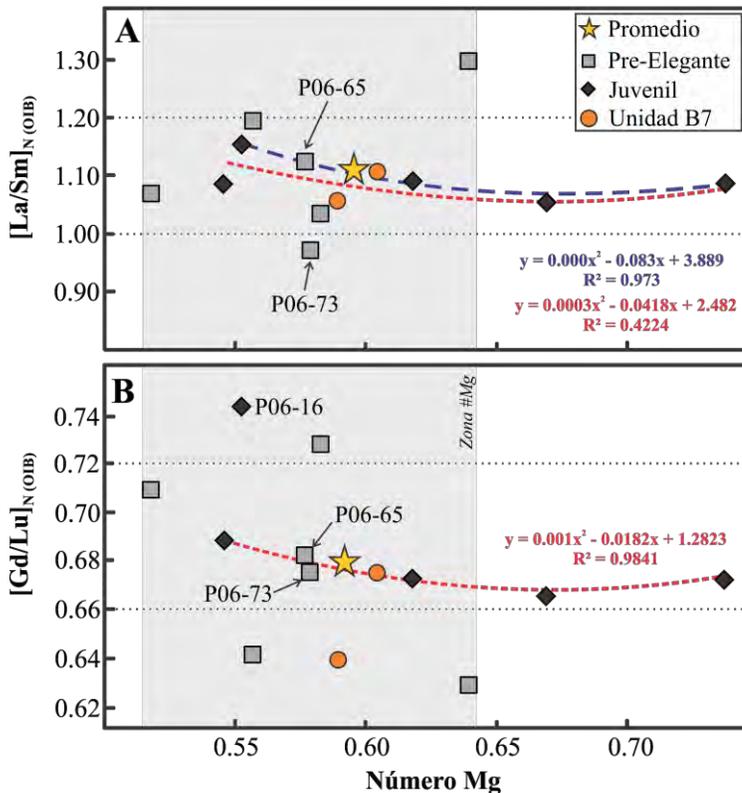


Figura II.42. Comportamiento de LREE  $[(La/Sm)_N]$  y HREE  $[(Gd/Lu)_N]$  con respecto a  $\#Mg$ . Obsérvese la intersección triple entre el valor promedio de las muestras pre-Elegante, la línea recta de mejor ajuste de la tendencia de variación de las muestras pre-elegante y la línea de mejor ajuste (polinómica) de la tendencia de los fragmentos juveniles.

La muestra P06-11 (Unidad B7; Sección II.3.1) tiene una ubicación gráfica muy peculiar dentro de la Figura II.42: coincide justamente sobre las curvas de aproximación de los fragmentos juveniles tanto en  $(La/Sm)_N$  como en  $(Gd/Lu)_N$ , está muy próxima a la composición promedio de las lavas pre-Elegante y su ubicación sobre las curvas de mejor ajuste tiene una actitud tal, que forma el vínculo de extrapolación entre los fragmentos juveniles y la composición promedio pre-Elegante. La única

inconsistencia en los fragmentos juveniles puede observarse con la muestra P06-16, ya que ocurre fuera de la curva de mejor ajuste que les describe. Aunque no es posible proporcionar una discusión que proporcione elementos que expliquen esta anomalía, si puede ser mencionado que esta muestra cuenta con el  $\#Mg$  más bajo y el cociente  $Fe_2O_3/FeO$  más bajo de los juveniles (Figura II.43-B).

Es posible inferir muchas situaciones acerca de la evolución química de los sistemas magmático-monogenético del CVP, sin embargo, no existe un suficiente control temporal de las unidades vistas que ayude a establecer con precisión extremos composicionales, o composiciones iniciales y finales de REE y óxidos mayores. Un claro ejemplo de esta situación, es la muestra P06-65, ya que es una lava vesicular de muy alta cristalinidad emplazada con un alto volumen de efusión, que de forma interesante es la más aproximada a los valores promedio de REE y óxidos mayores, y es notorio que coincide con la línea de mejor ajuste de la tendencia de los fragmentos juveniles, por lo que es posible que su composición representa un miembro final o extremo composicional, aunque es difícil comprobarlo sin una modelación numérico-experimental del sistema magmático.

### II.3.3.3 Estados de oxidación

Una propiedad geoquímica caracteriza a los fragmentos juveniles es que su #Mg [ $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{+2})$ ] varía desde 0.54 hasta 0.74, el cual es un rango demasiado amplio para pertenecer a una sola suite monogenética (Kuno, 1965). Esta característica resalta cuando los comparamos con los valores de #Mg de la secuencia pre-Elegante, los cuales oscilan entre 0.52 y 0.64. Valores de #Mg mayores a 0.72 son propios de líquidos basálticos muy primitivos o poco evolucionados, tales como líquidos picríticos o magmas primarios que se encuentran en equilibrio con olivino magnesiano (Roeder & Emslie, 1970; Groove, 2000; Farmer, 2003; Humphreys & Niu, 2009), sin embargo, ni las firmas de REE ni los valores bajos de Cr-Ni soportan la presencia de estos líquidos, aparte de otras limitantes dadas por el mismo contexto geológico general descrito en la Sección I.3.

Esta anomalía en #Mg puede ser mejor percibida en la Figura II.43, donde se ilustra de forma resumida la correlación que tiene con los óxidos FeO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-MgO-TiO<sub>2</sub>. En esta figura también muestra que el Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> aumenta en una proporción similar en la que disminuye el FeO, de tal forma que si utilizamos las ecuaciones de las rectas de mejor ajuste de la Figura II.43-A' es posible calcular que a medida que aumenta #Mg la proporción de decrecimiento de FeO en los juveniles es 1.25 veces mayor que la proporción de decrecimiento en los elementos pre-Elegante y similarmente, la proporción de aumento de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> en los juveniles, es 2.13 veces mayor que el promedio de las lavas pre-Elegante. Aunque el sentido del cálculo de #Mg es explorar qué tan primitivo es el líquido magmático o estimar el grado de fraccionamiento que ha experimentado, resulta claro que los valores de #Mg en los fragmentos juveniles no pueden ser tomados para tal objetivo, ya que evidentemente los valores anómalos son debido a una alteración en la concentración de FeO más que por un elevado valor del cociente mismo. Esta anomalía puede relacionarse con la dependencia mutua que existe entre Fe<sup>+2</sup> y Fe<sup>+3</sup>, que radica directamente en el estado de oxidación del líquido magmático (ya sea propiamente magmática o por agentes externos; Kuno, 1965; Middlemost, 1989; Wilson, 1993, Toplis & Carroll, 1996), de tal forma que cociente Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO es considerado como un buen indicador del estado de oxidación de los magmas y un indicador de la presencia de agentes oxidantes (Middlemost, 1989; Kress & Carmichael, 1988; Gaillard et al., 2002).

La mayoría de los valores  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  de las muestras ocurren entre 0.42 y 0.61, donde los valores bajos pertenecen a las muestras **P06-62** (0.22) y **P06-16** (0.25), y los valores elevados a las muestras **P06-02** con 1.24, **P06-14** con 1.93 y **P06-18** con 1.11 (**Figura II.44**). Considerando que las dos muestras con los estados de oxidación más bajos se relacionan al comienzo de un evento monogenético y representan líquidos que han sufrido menores modificaciones en su sistema químico (poca cristalización y desgasificación), es probable que valores entre 0.2 y 0.3 correspondan con los estados de oxidación magmáticos iniciales (consistente con lo establecido por [Middlemost, 1989](#)). Cabe mencionar que en ninguna de las muestras el cociente  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  fue tan elevado como para producir hematita en la norma.

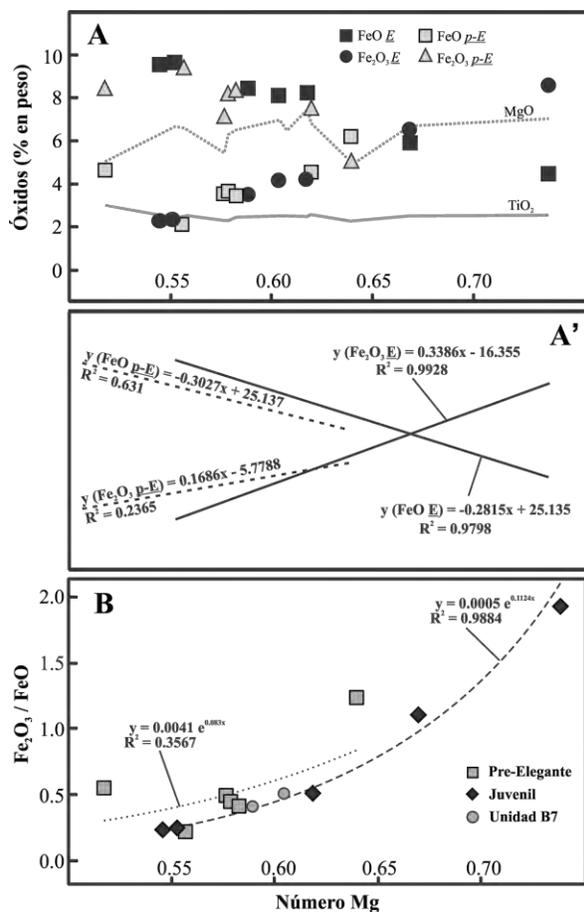
Para evidenciar esta relación se comparó el cociente  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  con #Mg, separando juveniles de lavas pre-Elegante (**Figura II.43-B**). Como resultado de esta comparación puede observarse que los fragmentos juveniles forman una clara tendencia exponencial definida por la ecuación  $y = 0.0005e^{0.1124x}$  y con un factor de correlación  $R^2 = 0.9884$ . Similarmente, la ecuación que define a la línea de mejor ajuste de las muestras pre-Elegante también tiene un comportamiento exponencial, aunque esta última con un factor de correlación muy bajo ( $R^2 = 0.3567$ ), probablemente provocado por el amplio rango cronológico de las lavas analizadas<sup>10</sup>. Aunque la relación del cálculo de #Mg obvia que entre mayor sea el cociente  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  mayor será #Mg, es interesante mostrar que las concentraciones de FeO y  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  en los juveniles muestran un patrón de oxidación de mayor intensidad que lo esperado para una oxidación magmática al equilibrio o “normal”.

Tal como lo establecen [Kress & Carmichael \(1988\)](#), la oxidación del hierro bajo condiciones magmáticas se expresa comúnmente con la ecuación  $2\text{FeO}^{\text{magma}} + \frac{1}{2}\text{O}_2^{\text{gas}} \rightarrow \text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{magma}}$ , y en el balance de masas de esta ecuación la proporción de aumento del peso de la molécula de hierro a causa de la oxidación es de **1.1113**. Con base en lo anterior, la **Figura II.45** muestra la comparación de ambos hierros con la línea que limita, en términos de peso, la proporción de oxidación ferroso  $\rightarrow$  férrico bajo condiciones magmáticas. Los valores ubicados sobre la línea indican una oxidación que se llevó a cabo en balance con el líquido, mientras que las muestras ubicadas por debajo de la línea pueden relacionarse a una oxidación incompleta; probablemente en ambas situaciones la fugacidad de oxígeno del líquido estuvo controlada internamente y modificada solo por procesos inherentes al sistema magmático (e.g. por exsolución de gases).

---

<sup>10</sup> La amplia distribución temporal entre las unidades de la secuencia pre-Elegante (entre 460 y 149 Ka; Lynch, 1981), asegura una mayor representatividad de la base de datos geoquímica para el volcanismo basáltico-hawaítico del CVP, sin embargo, con una pequeña cantidad de muestras hay una mayor probabilidad de dispersión de datos, considerando que pueden provenir de eventos diferentes dentro de un mismo ciclo monogenético.

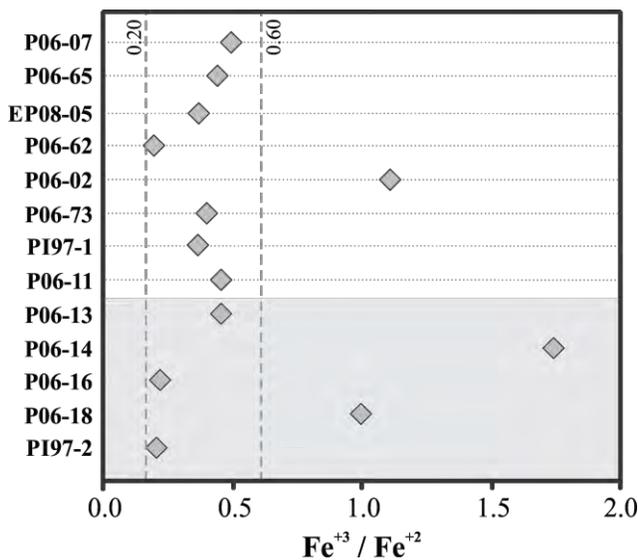
Sin embargo, es interesante resaltar que las muestras ubicadas por encima de la línea límite, pertenecen todas a los fragmentos juveniles y a la Unidad B7 (efusiva inicial), a excepción de la muestra P06-07 (Anexo I), que es un derrame pre-Elegante de matriz vítrea y *ol* fuertemente iddingsitizado (evidencia de una fuerte oxidación). Esta fuerte oxidación puede indicar la presencia de una fugacidad de oxígeno mayor a la que el sistema magmático es capaz de equilibrar por sí mismo, generando una fuerte reactividad del hierro con el oxígeno. La presencia de agua en el sistema para la activación del sistema hidrovolcánico, debió agregarse y mezclarse en una relación tal que permitió una oxidación más intensa pero bajo la misma proporción de aumento (respetando el balance de masas), tal como puede observarse el paralelismo de los datos de oxidación en los fragmentos juveniles con la línea límite de oxidación en la Figura II.45.



Esta fuerte oxidación puede indicar la presencia de una fugacidad de oxígeno mayor a la que el sistema magmático es capaz de equilibrar por sí mismo, generando una fuerte reactividad del hierro con el oxígeno. La presencia de agua en el sistema para la activación del sistema hidrovolcánico, debió agregarse y mezclarse en una relación tal que permitió una oxidación más intensa pero bajo la misma proporción de aumento (respetando el balance de masas), tal como puede observarse el paralelismo de los datos de oxidación en los fragmentos juveniles con la línea límite de oxidación en la Figura II.45.

Figura II.43. A) Comparación óxidos mayores vs. #Mg, ilustrando la correlación negativa de FeO con el aumento de #Mg. A') líneas de mejor ajuste de las tendencias dadas en A). B) comparación del cociente Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO versus #Mg;  $\underline{E}$ : juvenil,  $\underline{p-E}$ : pre-Elegante.

Figura II.44. Valores del cociente Fe<sup>3+</sup>/Fe<sup>2+</sup> (proporción catiónica) de las muestras analizadas; gran parte de las muestras poseen cocientes Fe<sup>3+</sup>/Fe<sup>2+</sup> entre 0.20 y 0.60.



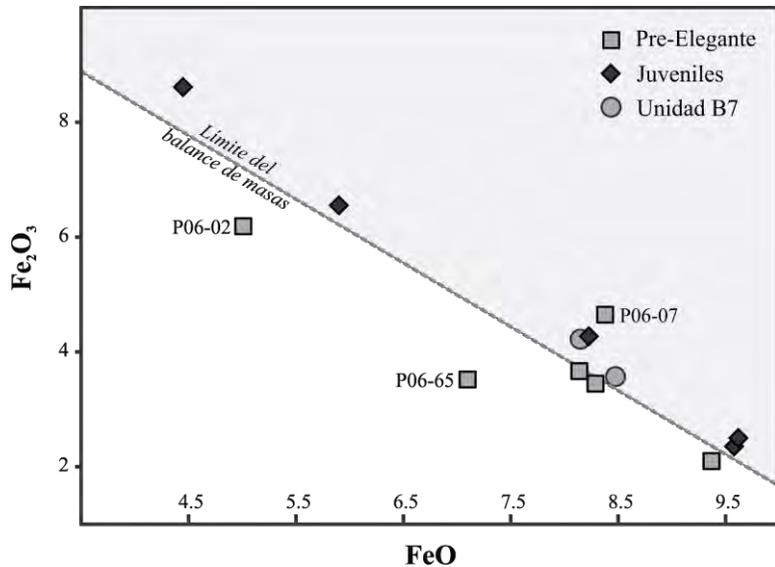


Figura II.45. Comparación FeO versus Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> considerando la línea límite de oxidación derivada del balance de masas en la oxidación ferroso → férrico.

Cortés et al. (2006) consideran cuatro principales vías para crear condiciones oxidantes en el sistema magmático: 1, equilibrio del líquido con la atmósfera, 2, exsolución de agua juvenil, 3, exsolución de fases gaseosas, y 4, adición de agua externa al líquido. Las muestras con los valores más bajos de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO fueron considerados como los estados de oxidación magmática inicial y éstos, por su contexto de emplazamiento, no pudieron haber experimentado ninguno de los 4 procesos anteriores, sin embargo, el resto de la población (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO entre 0.42 y 0.61) son lavas subaéreas que pudieron experimentar cualquiera de los tres primeros procesos de oxidación magmática, principalmente por equilibrio atmosférico, a excepción de P06-02 que es un dique vítreo-brechoide que representa el final de un evento monogenético.

Esto ayuda a establecer que el contexto hidrovolcánico al cual estuvieron sujetos los fragmentos juveniles de los Depósitos Exteriores, justifica la presencia de estados de oxidación elevados ocasionados por la adición de agua externa (no juvenil) al líquido magmático pre-eruptivo. En todos los casos, es evidente que esta modificación cambia la relación Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO y como consecuencia se provocan valores anómalos de #Mg.

### II.3.4 Análisis paleolimnológico

Tal como se mencionó anteriormente (página 61), como parte de la estratigrafía de los Depósitos Interiores del CE (representada por las unidades A, B y C), está presente una secuencia sedimentaria de origen lacustre-lagunar. Esta secuencia ocurre en afloramientos continuos desde el WSW hasta el SSW (Figura II.22 y Figura II.23), en su base muestran continuidad estratigráfica con la Unidad A, y aunque la Unidad B (en la cima) le sobreyace en discordancia angular, la naturaleza piroclástica de esta última no necesita un límite concordante para mostrar continuidad estratigráfica, por lo que la cronología relativa de la Secuencia Lacustre se establece bien con estas sencillas relaciones estratigráficas (Figura II.31).

Además, ocurren zonas de alteración hidrotermal de baja temperatura que presentan una estrecha relación con esta secuencia lacustre. Esta alteración también incluye vetilleo de carbonatos que cortan únicamente a la secuencia sedimentaria y a la Unidad A (Figura II.22 – zonas de alteración); no se observó relación alguna del hidrotermalismo con los depósitos de las Unidades B y C. Dadas estas relaciones cortantes, resultó indispensable caracterizar estos materiales con el fin de comprender de qué manera se encuentran involucrados con el desarrollo de estos ambientes sedimentarios y lograr determinar el papel que juega el hidrotermalismo en la evolución del sistema volcánico del CE.

#### II.3.4.1 Secuencia lacustre (litología y bioestratigrafía)

En un sentido general, la secuencia se compone por intercalaciones no rítmicas de niveles arcillosos-carbonatados ricos en organismos (aunque con poca biodiversidad) y niveles conglomeráticos-brechoides con abundantes estructuras primarias. Para estudiar estas variaciones litológicas se realizó un perfil estratigráfico de gran resolución en el lugar de mejor exposición estratigráfica, justo al sur de sus afloramientos (círculo rojo en la Figura II.22). El análisis litológico de estos sedimentos permitió clasificarlos en cuatro tipos de facies (según tipo de estratificación, granulometría relativa, estructuras primarias y mineralogía); estos cuatro grupos de facies son los siguientes:

facies laminares; se componen por niveles laminados con una gran cantidad de carbonatos que le otorgan una ligera a moderada consolidación (Figura II.47-3); mayormente son laminaciones delgadas dominadas por limo y arcilla y ricas en carbonatos que se interestratifican con niveles delgados de arena fina sin cementante autigénico, con una gradación normal apenas perceptible y son subordinados con respecto a las laminaciones finas; los sedimentos finos-carbonatados contienen abundante yeso en vetillas y en rosetas (Figura II.46-A), y albergan escasos fragmentos de tamaño lapilli y de escoria volcanoclástica dispersos que no desarrollan estructuras de impacto y/o deformación; hacia la cima de la secuencia, estas facies se vuelven menos consolidadas, la cantidad de yeso disminuye gradualmente hasta volverse ausente; generalmente se asocia a una gran cantidad de microorganismos;

facies masivas; se forman por niveles continuos de espesor muy constante, cuentan con estratificación delgada a gruesa y desarrollan una incipiente laminación interna, granulométricamente están compuestos por limo-arcilla muy ricos en carbonatos y presentan una consolidación moderada a fuerte; estos niveles contienen escasos fragmentos redondeados de escoria volcánicla que no ocasionan estructuras de deformación blanda (impacto); también contienen abundante yeso preferencialmente en vetillas que no se extienden hacia los niveles contiguos (Figura II.46-B) aunque algunas veces ocurre entre los planos de estratificación (Figura II.47-2);

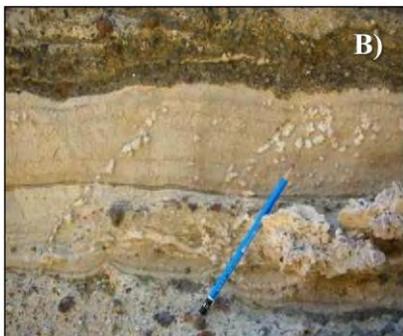
facies arenosas; son escasas y están compuestas por arena fina y gruesa moderadamente cementada por carbonatos con clasificación granulométrica muy buena, generalmente son niveles con estratificación delgada a media con espesores muy homogéneos; se caracterizan por tener sus límites inferior y superior ligeramente oxidados, usualmente están limitados por niveles carbonatados y es común que se asocien a fragmentos que impactan y ocasionan deformación blanda (Figura II.48-C);

facies conglomeráticas; generalmente se forman por intercalaciones caóticas de niveles brecha, niveles conglomeráticos y niveles arenosos muy ricos en lapilli que no muestran algún tipo de gradación, son masivos, fuertemente consolidados y cuentan con variaciones de espesor muy abruptas (Figura II.47-1); en algunas zonas se interestratifican con sedimentos de las facies laminares, mostrando una gran cantidad de estructuras primarias e incluso llegan a asimilar los niveles finos, mostrando un ambiente de deposición muy dinámico; siempre presentan una base irregular con abundantes estructuras y una cima más estable.

Las estructuras de deformación blanda que caracterizan a las facies conglomeráticas ocasionan que los niveles inferiores inmediatos desarrollen también complejas deformaciones sin-sedimentarias, independientemente del tipo de facies, resultando en complejas interrelaciones entre niveles que desarrollan abundantes estructuras en *boudinage* (Figura II.47-1 y Figura II.48-b, f, g), impactos con flamas sedimentarias (Figura II.48-h), ondulaciones de gran amplitud (Figura II.48-e), micro ondulaciones (Figura II.48-c), flamas laminadas no asociadas a impactos o de arrastre (Figura II.48-a) y abruptas interrupciones en la continuidad de los niveles.



Figura II.46. Vetillas de yeso asociadas con los niveles de facies laminares (A) y masivas (B).



La variedad de estructuras primarias muestra que la energía depositacional de las facies conglomeráticas fue alta, mucho mayor que las demás facies, sin embargo, es difícil demostrar que los mecanismos de deposición que activaron su alta energía cinética fueron procesos turbidíticos, ya que la ausencia de gradación granulométrica, el carácter masivo y la base rica en estructuras de las facies conglomeráticas (Figura II.47-1 y II.48-a) se opone a que éste sea el mecanismo activador. Por otro lado, la persistente presencia de estructuras en *boudinage*, la ausencia de estructuras

internas y de gradación en estos niveles, así como la ausencia de proyectiles de impacto, sesgan los procesos de depositación a haber ocurrido *en masse* y/o por “aplastamiento”.

No se identificaron superficies de erosión entre facies por lo que se asume una continuidad en la depositación de la secuencia. Esta situación permite separar dos miembros estratigráficos (Figura II.49): un miembro inferior; ubicado a la base en los primeros 3.6 metros de la secuencia caracterizado por una mayor abundancia de facies brechoides y arenosas (“facies gruesas”), y un miembro superior; donde las facies masiva y laminar (“facies finas”) son dominantes.

Estas variaciones litoestratigráficas también se acompañan de cambios en la abundancia de organismos, ya que todo organismo fósil se restringe a la facies masiva y laminar aunque ocasionalmente se vuelven abundantes en las facies arenosas (Figura II.49). El miembro inferior de la secuencia contiene una gran concentración de ostrácodos y un muy bajo contenido de diatomeas, en las partes intermedias ocurre una zona de transición donde las diatomeas se vuelven más abundantes y muestran una variación conjunta con los ostrácodos los cuales aumentan de tamaño.

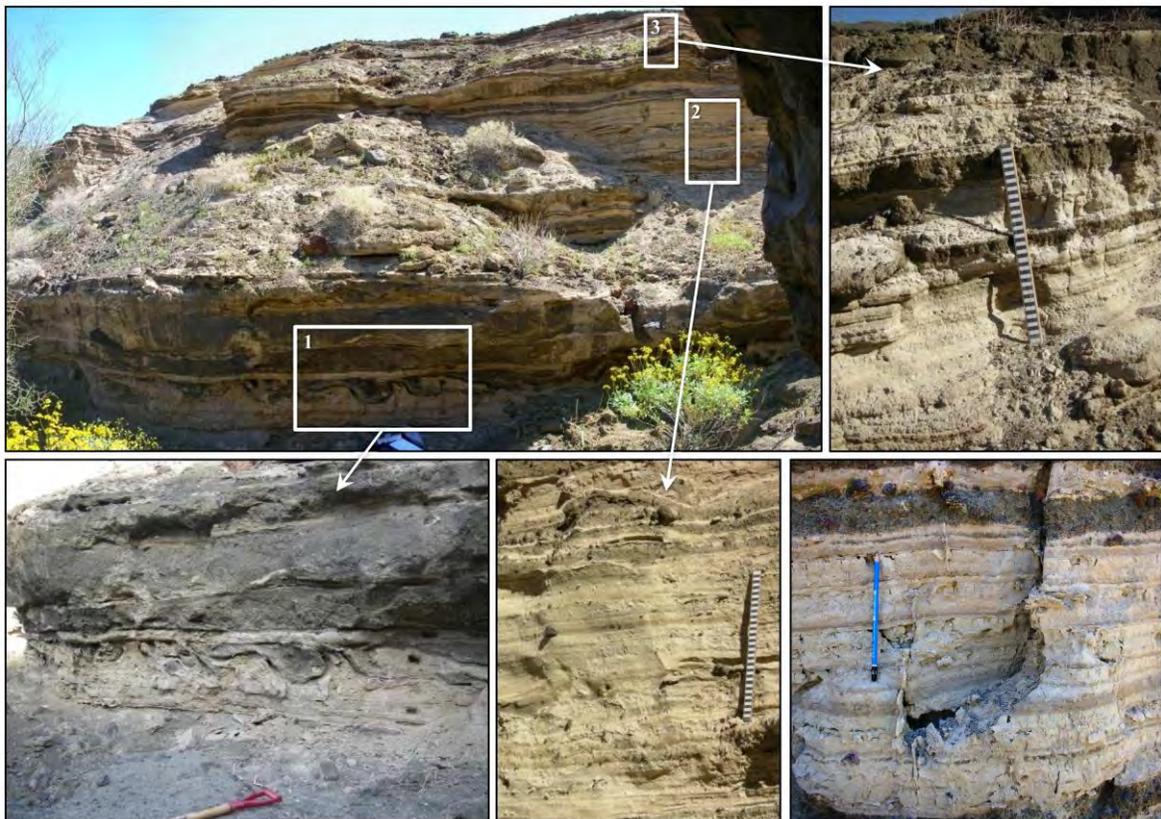


Figura II.47. Ilustración de la zona de mejor exposición estratigráfica de la secuencia lacustre; 1: aspecto del grupo inferior; 2: aspecto del grupo superior (con fuerte consolidación); 3: diatomitas interestratificadas con niveles de facies arenosas; der.inf.: ilustraciones de yeso en vetillas, rosetas y estratiforme dentro de las facies laminares.

En el miembro superior de la secuencia, las diatomeas se vuelven muy abundantes llegando a formar niveles con algunos centímetros de espesor de diatomitas; los ostrácodos se mantienen constantes en abundancia aunque disminuyen un poco de tamaño y los gasterópodos hacen su aparición, aunque con muy baja abundancia (Figura II.49). La Figura II.50 ilustra las formas de ostrácodos y diatomeas centrales tomadas con microscopio de barrido.

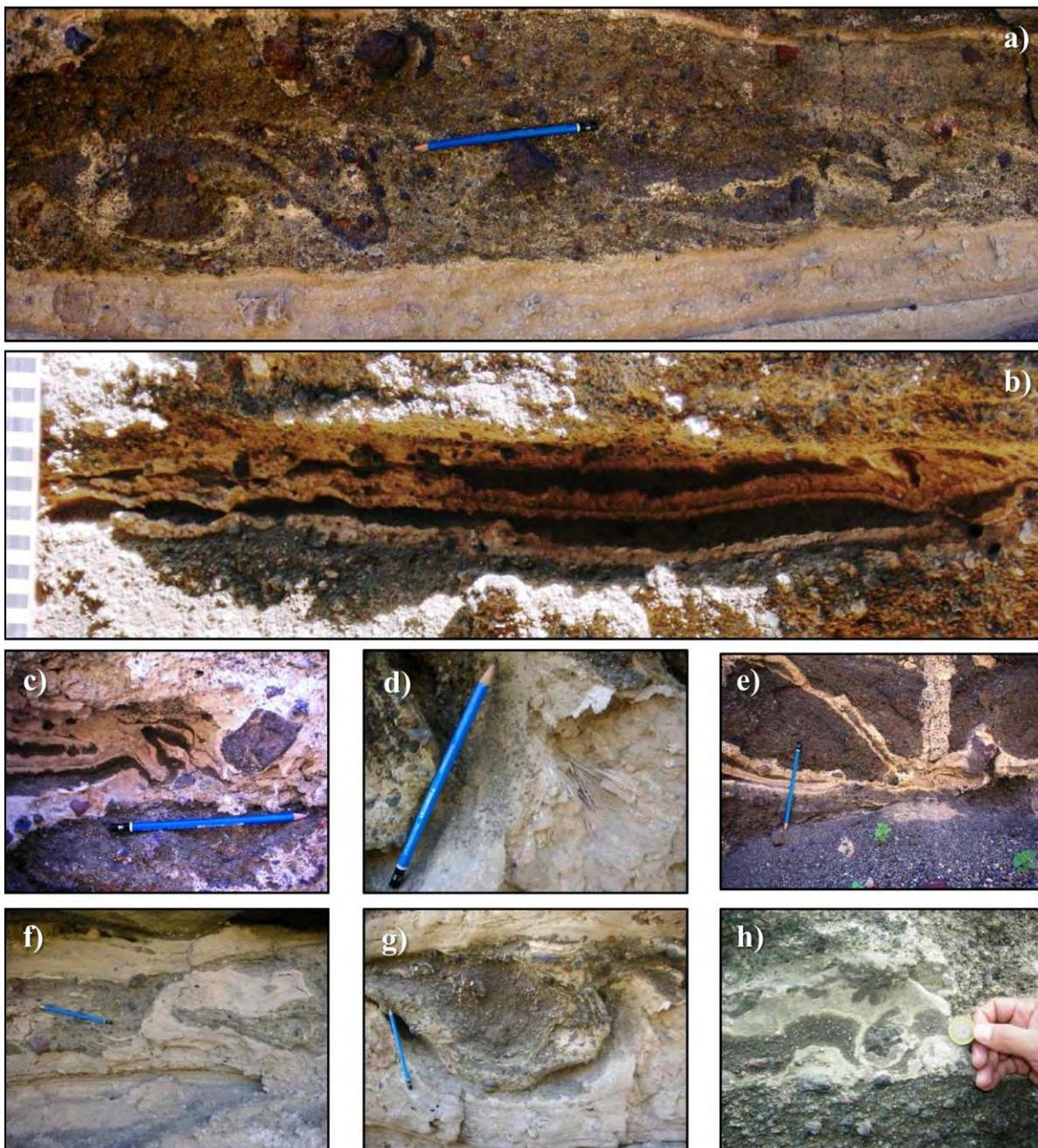


Figura II.48. Principales estructuras de deformación blanda presentes en el grupo inferior de la secuencia lacustre; nótese la escala milimétrica de muchas de las estructuras y la dominante irregularidad que las caracteriza (explicaciones de imágenes individuales en el texto).

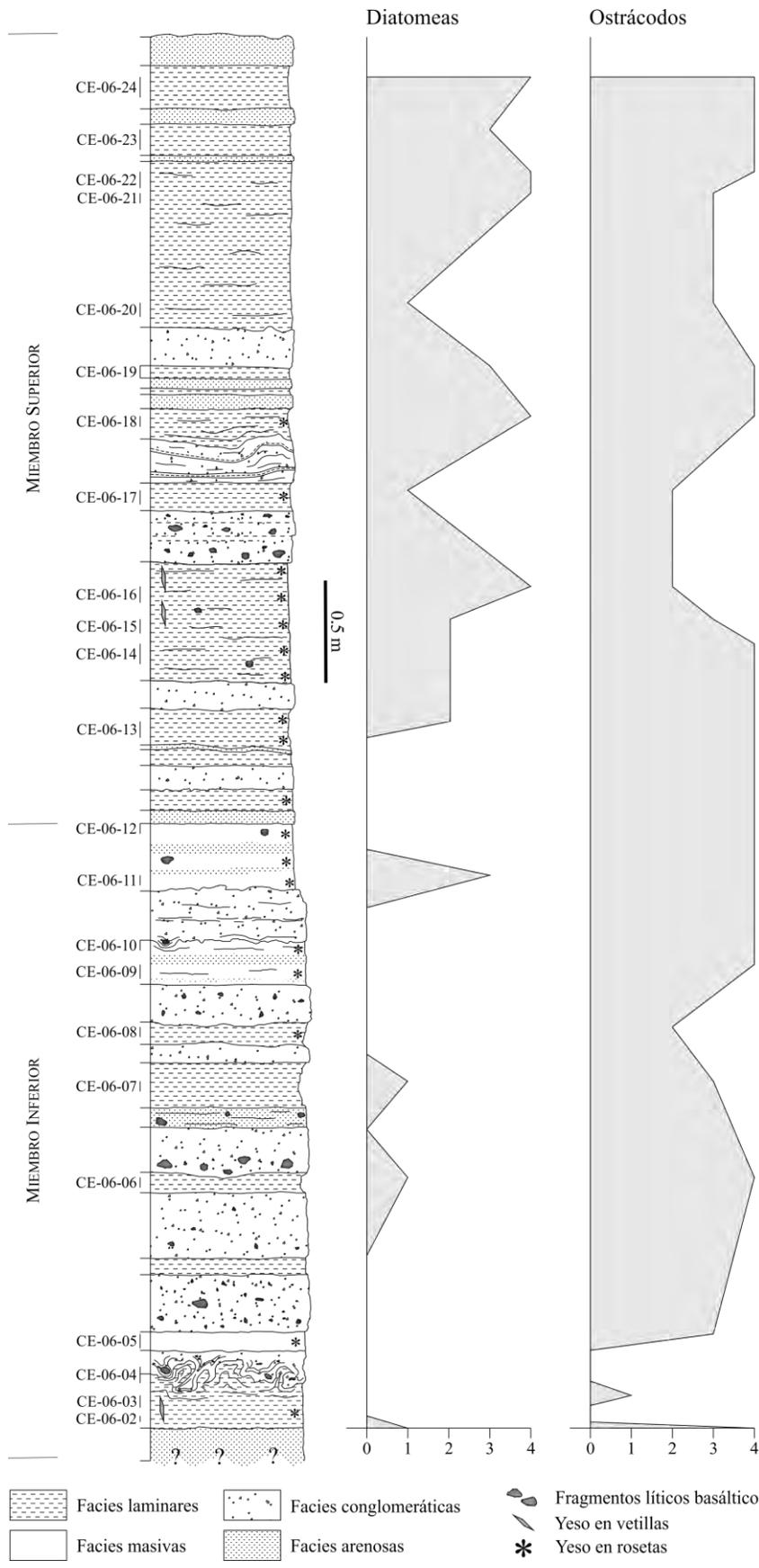


Figura II.49. Estratigrafía y bioestratigrafía de la secuencia lacustre. Las muestras indican las partes de conteo de organismos, las abundancias fueron obtenidas con conteos directos y estableciendo rangos arbitrarios donde:

- 0 = ausente
- 1 = muy escaso
- 2 = escaso
- 3 = abundante
- 4 = muy abundante

La distribución de la mineralogía autigénica también muestra ciertos patrones generales, donde el yeso tiende ser más abundante hacia el centro de la secuencia (Figura II.49) y a ausentarse hacia la cima, siendo más escaso entre mayor sea la abundancia de diatomeas, y aunque existe esta ligera correspondencia mineral con la distribución bioestratigráfica, nunca fue observado yeso ni organismos en los niveles de facies brechoides. Estas variaciones ayudan a interpretar que los niveles con facies arenosa y conglomerática, sedimentaron con altas tasas de depositación (con respecto a las facies finas), situación que justifica la presencia de abundantes estructuras primarias de depositación, la ausencia de precipitación de mineralogía autigénica, la ausencia de organismos y la interrupción de las vetillas de yeso (Figura II.46 y Figura II.47-inf.der.), evidencia que en conjunto muestran aspectos a favor de considerar que las facies gruesas posiblemente sean de origen piroclástico.

Durante la etapa inicial de caracterización de estos sedimentos, fueron realizadas pruebas de extracción polínica en los sedimentos de facies masiva y laminar, en los laboratorios del Instituto de Geología de la UNAM-ERNO bajo la dirección de la Dra. Cristina Peñalba y con el apoyo técnico de la Q.B. Lizeth Larios, con la finalidad de explorar la posibilidad de ocurrencia de estos elementos proxy. Durante la preparación de las muestras y su revisión preliminar, fue afirmada la presencia de varias taxones polínicos, predominantemente de ambientes áridos, y aunque no fue posible concluir este estudio por falta de tiempo para realizar el conteo bajo el microscopio, actualmente está en proceso de seguimiento, ya que proporcionaría información fisicoquímica de las condiciones lacustres, ayudando a entender mejor las variaciones bioestratigráficas, además de que proporciona un registro que puede proveer información útil a la base de datos del contexto polínico regional, útil en las reconstrucciones paleoclimáticas.

Adicionalmente y utilizando como base de trabajo la información mineral y bioestratigráfica, se realizaron estudios de caracterización de las propiedades termoluminiscentes de las fracciones de cuarzo de los sedimentos de facies finas, de los ostrácodos y de las diatomeas, con la finalidad de ver la posibilidad de poder obtener una edad por TL-OSL (*Thermo Luminescence-Optically Stimulated Luminescence*), trabajando en colaboración con el Dr. Valery Chernov del Departamento de Investigación en Física de la Universidad de Sonora. El resultado de la caracterización de los materiales excluyó la posibilidad de poder obtener edades confiables a partir de las diatomeas, ya que presentaban inconsistencias en la reproducibilidad de los resultados; por otro lado, los ostrácodos resultaron ser materiales interesantes ya que, a pesar de su composición y bajas temperaturas de formación, presentaban una reproducibilidad de resultados muy consistente a altas temperaturas (~350°C) y a muy altas dosis de radiación (principio básico del método), aunque las señales emitidas por los ostrácodos concordaban más con emisiones bioluminiscentes, datos

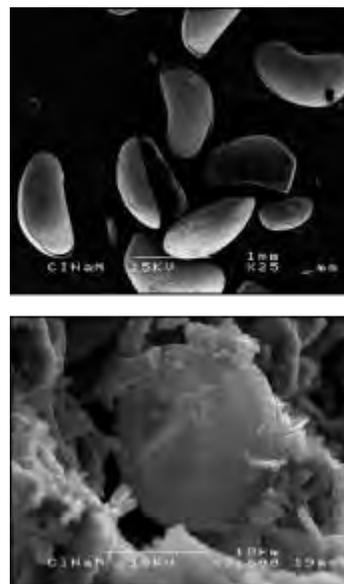


Figura II.50. Imagen MEB que ilustra morfologías de los ostrácodos y diatomeas.

que no son relevantes en la obtención de edades ya que dependen de factores bióticos; las fracciones granulométricas más finas de cuarzo contenido en los sedimentos de las facies masiva y laminar, mostraron señales con buena reproducibilidad (aún con calidades de pureza cercanas al 90-95%) y las emisiones termoluminiscentes también mostraron ser las adecuadas para efectuar dataciones en estos sedimentos, y aunque no pudieron efectuarse los procedimientos sistemáticos para la obtención de edades dada la falta de un espectrómetro de radiaciones de campo, estos trabajos aún siguen como perspectivas del estudio. La relevancia de datar esta unidad motivó la aplicación de una gran cantidad de tiempo en la caracterización de estos materiales, ya que sus relaciones estratigráficas restringen eventos importantes de depositación piroclástica (Unidades A y B) y ayudaría a delimitarlos con precisión.

#### II.3.4.2 Hidrotermalismo

La ocurrencia de zonas de alteración sobrepuestas en algunas unidades de los Depósitos Interiores, pone en evidencia el desarrollo de procesos hidrotermales-geotermiales asociados a las etapas finales del sistema volcánico del CE, y si bien de manera preliminar solamente pueden ser asociados a flujos de calor magmático, su sola presencia tiene implicaciones en la evolución completa del sistema aun cuando se relacionen a etapas tardías.

La presencia de una asociación mineral hidrotermal trajo consigo el requerimiento de un estudio mineralógico semidetallado con el fin de poder dar una referencia de caracterización. Estos estudios abarcan el análisis de los materiales por difracción de rayos X en el Laboratorio de Cristalografía y Geoquímica del Departamento de Geología de la Universidad de Sonora, con la colaboración del M.C. Abraham Mendoza Córdova, mediciones de espectrometría semicuantitativa con MEB (Microscopio Electrónico de Barrido) en el Centre de Recherche en Matière Condensée et Nanosciences de la Faculté des Sciences de la Université Aix-Marseille II (Luminy), Francia, con la colaboración del Dr. Olivier Grauby, mediciones de isótopos estables en el Laboratorio de Isotopos Estables de la Universidad de Arizona a cargo del Dr. Chris Eastoe, y búsqueda de inclusiones fluidas en el laboratorio de Inclusiones Fluidas del Departamento de Geología (UNISON) a cargo del Dr. Lucas Ochoa Landín. La obtención de algunos de los datos no fue sistemática, sin embargo, ayudan a caracterizar muy detalladamente algunos aspectos importantes.

##### II.3.4.2.a Distribución y mineralogía

En la **Figura II.22** se ilustran los lugares que fueron identificados como zonas de alteración hidrotermal, localizadas principalmente hacia la parte Sur del interior del cráter. Éstas ocurren puntualmente con áreas de influencia que no sobrepasan los  $\sim 40 \text{ m}^2$  y que a mayor escala forman una tendencia curvilínea casi paralela a las paredes del cráter; estas manifestaciones hidrotermales no fueron encontradas en otros lugares del interior ni del exterior del cráter por lo que, se asume que este evento

es contemporáneo y/o ligeramente posterior con la actividad sedimentaria lacustre y con el evento de depositación de la Unidad B ya que nunca se observa una relación de ocurrencia con la Unidad C.

Los puntos de emisión pueden dividirse en dos tipos considerando su mineralogía y su estructura: zonas de emanación de fluidos a través de fracturas y zonas de emanación de fluidos a través de conductos fumarólicos (*chimney-like*). Ambos tipos producen pequeños halos de alteración moderada y en ocasiones pervasiva; las características detalladas de cada tipo son las siguientes:

las zonas asociadas a fracturas se encontraron solamente cortando a la Unidad A; se asocian a un intenso vetilleo ortogonal a la estratificación (Figura II.51-a y Lámina II.5-B) formado de carbonatos con morfologías que son bien descritas por el típico hábito del travertino (botroidal, bandeado, con tonalidades color café claro-marrón, brillo adamantino concordante al bandeamiento, dureza entre 5 y 6, Figura II.51-b; Pentecost, 2005). Estas vetillas vienen acompañadas de una alteración no pervasiva de baja temperatura caracterizada por la producción de arcillas hidrosópicas y carbonatos terrosos; la muestra CE-07-04(A) mostrada en la Lámina II.5-C y ubicada en la Figura II.22, representa bien estas áreas. Petrográficamente se puede observar que el travertino siempre se desarrolla a partir de fragmentos líticos basálticos o granos minerales (*qzo*, *pl*, *ol*, *cpx*) que funcionan como barreras del crecimiento semiesférico, concéntrico y bandeado, reemplazando parcialmente por carbonatos la matriz de ceniza de la Unidad A, quedando principalmente granos de *qzo* como mineral relicto (Figura II.52);

las zonas asociadas a los conductos fumarólicos presentan una distribución más dispersa, ya que se encuentran tanto en la Unidad A como en los depósitos de la Secuencia Lacustre; se distinguen por formar zonas de alteración mucho más amplia con un intenso desarrollo de estructuras similares a chimeneas fumarólicas que en ocasiones forman redes complejas de tubos interconectados o tubos individuales de hasta 15 cm de diámetro, construidos todos a base de carbonatos amorfos que en su mayoría no desarrollan morfologías minerales particulares (Lámina II.5-ii); la alteración que acompaña a estas zonas generalmente es pervasiva y también compuesta de carbonatos y abundantes arcillas hidrosópicas (posiblemente caolinita). La petrografía de estas zonas de alteración muestra que el cuarzo solamente ocurre como fase relicta (Figura II.53) en una matriz fuertemente reemplazada por calcita micrítica y con abundantes cavidades donde precipita ankerita acicular-radial.

<sup>11</sup> Los resultados del análisis de difracción de Rayos X realizados sobre los polvos monominerálicos del travertino muestran difractogramas con espectros muy característicos a pesar de ser amorfo, y logran determinar que la composición básicamente es de una calcita magnesiana (Lámina II.5-B-i), composición que es comprobada por el análisis semicuantitativo de espectrometría del MEB, basándose en la proporción catiónica de Ca/Mg (Lámina II.5-2), el cual identifica además un ligero contenido de Fe. Los resultados de difracción de las zonas de alteración que acompañan la vetillas de

---

<sup>11</sup> Abreviaturas: *ca*: calcita, *Mg-ca*: calcita magnesiana, *ar*: aragonita, *ank*: ankerita, *dol*: dolomita, *ys*: yeso, *ha*: halita, *qz*: cuarzo, *qzb*: cuarzo de bajo orden, *br*: brushita.

travertino muestran una asociación de carbonatos de Ca-Mg (*ca*, *ar*, *Mg-ca*), consistentes con los resultados del análisis del travertino (Lámina II.5-C).

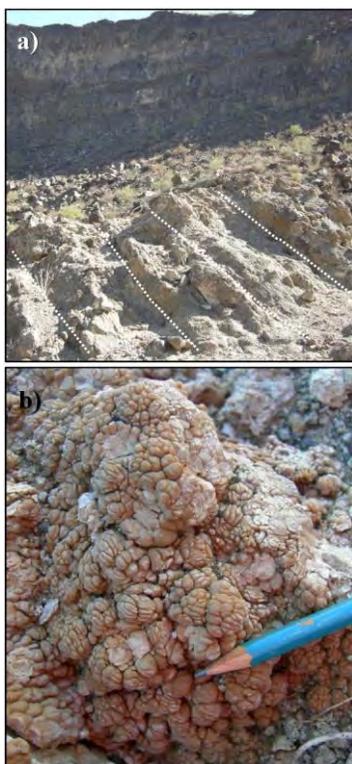


Figura II.51. Zonas de emanación hidrotermal asociadas a vetillas; a) vetillas de travertino, mostrando su hábito típico; (b) zonas de alteración con tubos fumarólicos.

Los análisis de difracción de Rayos X realizados exclusivamente sobre los materiales que edifican los conductos fumarólicos, muestran la presencia de carbonatos de Ca-Mg-Fe (*ca*, *dol*, *ank*) como constituyentes principales y *qz* como componente secundario (Lámina II.5-A), donde este último se observa petrográficamente como fragmento relicto del intenso reemplazamiento de la matriz de los depósitos de la Unidad A y de los depósitos de la Secuencia Lacustre (Figura II.53-c), descartándose como precipitado hidrotermal; el resultado del análisis semicuantitativo de espectrometría del MEB comprueba los datos obtenidos con difracción de Rayos X y, aunque estos últimos no muestran la presencia de Fe, sí identifican las altas proporciones de Mg-Si (Lámina II.5-1). Nunca fueron identificadas zonas de silicificación en el total de las muestras analizadas, ni calcedónico ni de alta temperatura, por lo que se puede afirmar que es un evento hidrotermal construido en su totalidad a base de carbonatos.

Por otro lado, para fines de caracterización de los materiales utilizados en las pruebas de datación TL-OSL, se realizó un análisis semicuantitativo de espectrometría (MEB) sobre las conchas de los ostrácodos, y mostraron tener composiciones similares a la mineralogía de alteración (Lámina II.5-3), marcado por un enriquecimiento de Mg-Sr y una abundancia relativamente alta concentración de Na; estos organismos tienden a capturar una gran cantidad de elementos de gran radio iónico y metales pesados (Palacios-Fest et al., 2003), así que, si suponemos una alta capacidad de retención multielemental, la composición Mg-Sr-(Na) de los ostrácodos refleja la disponibilidad existente en solución en el medio acuático en el cual vivieron, además de las propiedades de compatibilidad catiónica del  $\text{CaCO}_3$ . Por otro lado y con la misma finalidad de datación TL-OSL, se realizaron análisis de difracción en los niveles lacustres (sedimento total; Lámina II.6) con el objetivo de determinar la mineralogía autigénica, resultando la presencia de compuestos de Ca-Mg (*Mg-ca*, *ca*), *qzb*, *ys* y ocasionalmente *ha* y *br*, donde *qzb* aparece en aquellos niveles con mayor abundancia de diatomeas, mostrando las mismas correspondencias mineralógicas que los precipitados hidrotermales.



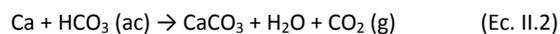
Figura II.52. Fotomicrografía del travertino en la Unidad A; nótese la matriz parcialmente reemplazada con relictos de *qzo*. *ves*: vesículas, *lt*: lítico.

Figura II.53. Aspecto de zonas con alteración pervasiva asociada a los conductos fumarólicos; b) cavidades parcialmente rellenas de *ank*; c) matriz volcániclastica reemplazada por *ca-ar* + *qz* relictos con extinción ondulante y bordes corroídos.



#### II.3.4.2.b Trayectorias de precipitación autigénica

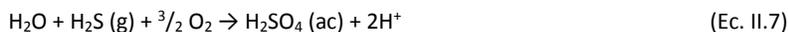
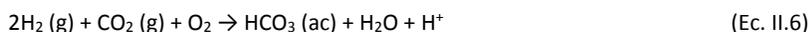
La formación de travertino se lleva a cabo a bajas temperaturas (entre 30 y 100 °C) y generalmente su precipitación ocurre en la interfaz de contacto entre agua caliente ascendente saturada en bicarbonatos (comúnmente producto de una previa disolución de fuentes de carbonatos preexistentes) y agua fría superficial, interacción que inhibe la capacidad de disolución del agua caliente, logrando precipitar  $\text{CaCO}_3$  amorfo, liberando  $\text{CO}_2$  y agua bajo la siguiente reacción de equilibrio (Wohletz & Heiken, 1992; Pentecost, 2005):



Independientemente del tipo de fuente de carbonatos que se requieren para el transporte de  $\text{HCO}_3$  en solución, el contexto genético del travertino requiere la ocurrencia contemporánea de sistemas acuosos geotermales ascendentes y cuerpos de agua superficial para su precipitación, contexto que no es difícil de demostrar que ocurrieron dentro del CE, una vez que se consideran las relaciones estratigráficas y bioestratigráficas de la Secuencia Lacustre, la presencia de yeso no evaporítico y la presencia de conductos fumarólicos. Si obviamos esta coexistencia debemos mencionar, a manera de interpretación, varios aspectos importantes para poder analizar la evolución de los fluidos geotermales-hidrotermales:

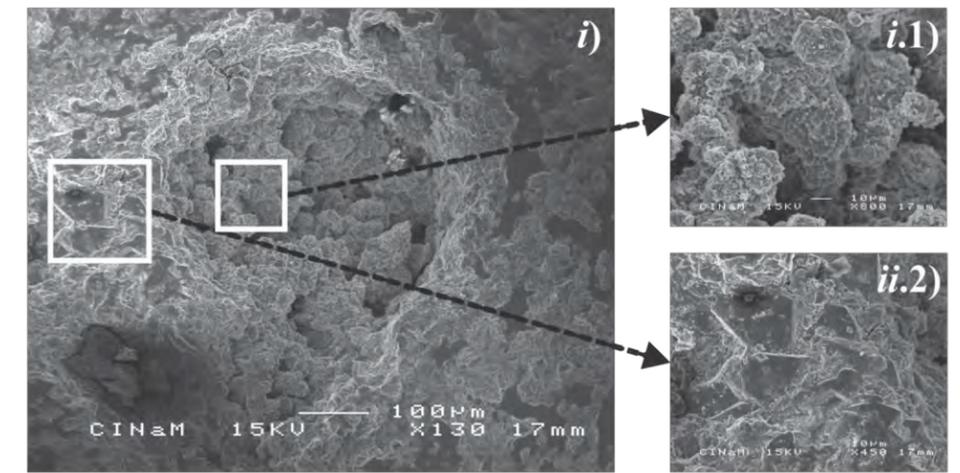
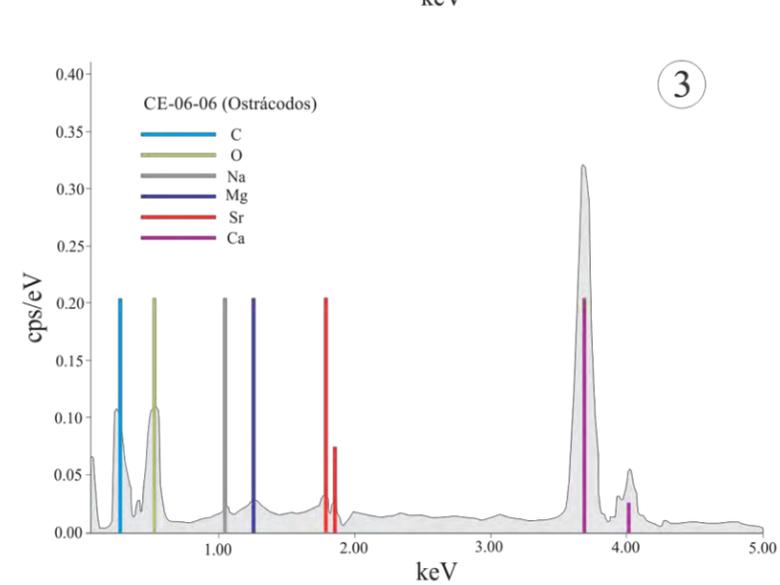
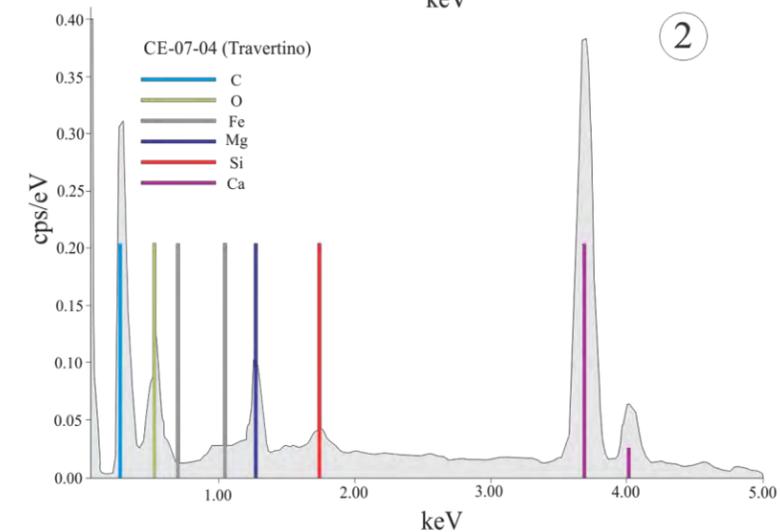
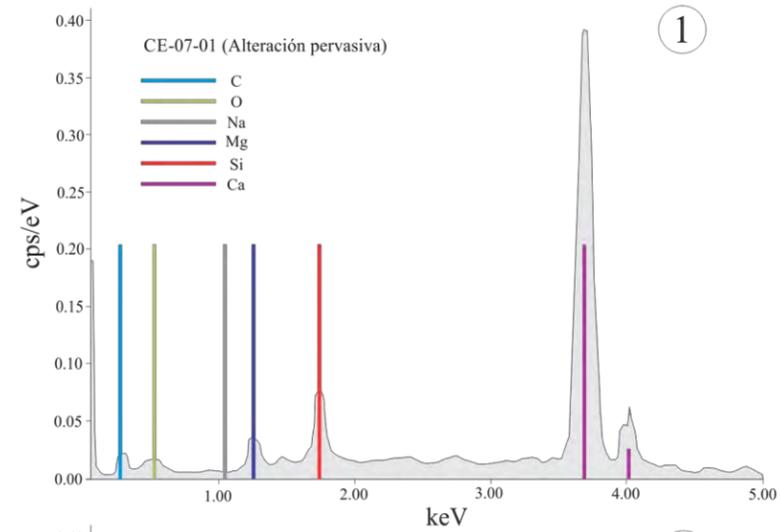
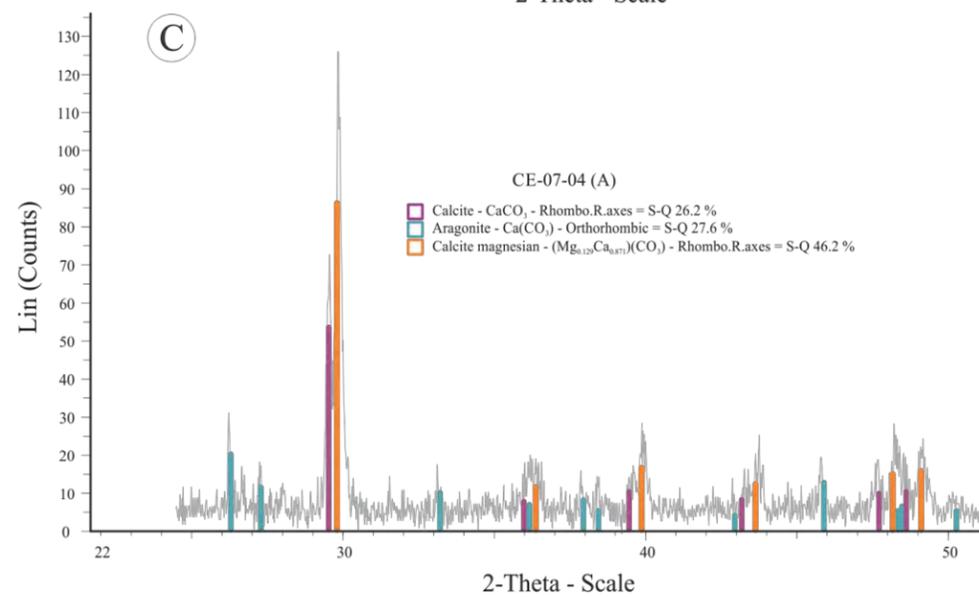
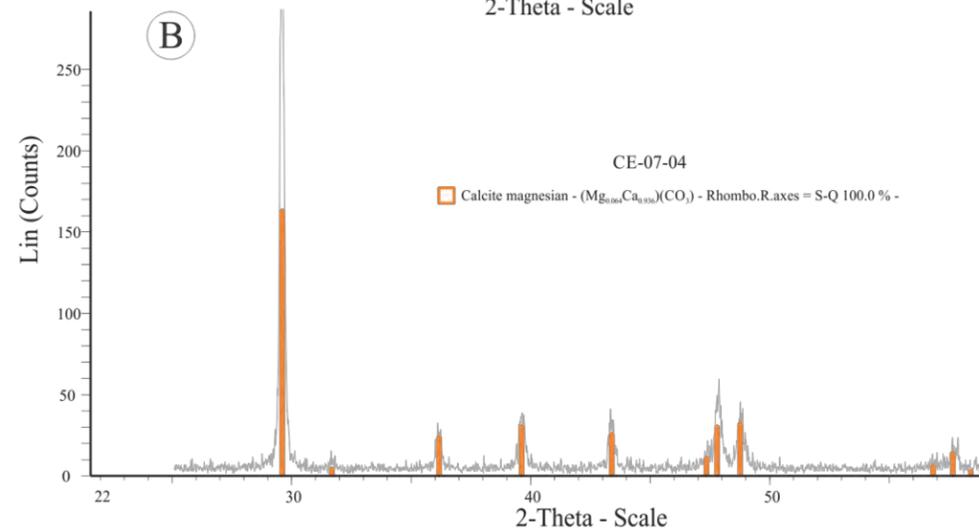
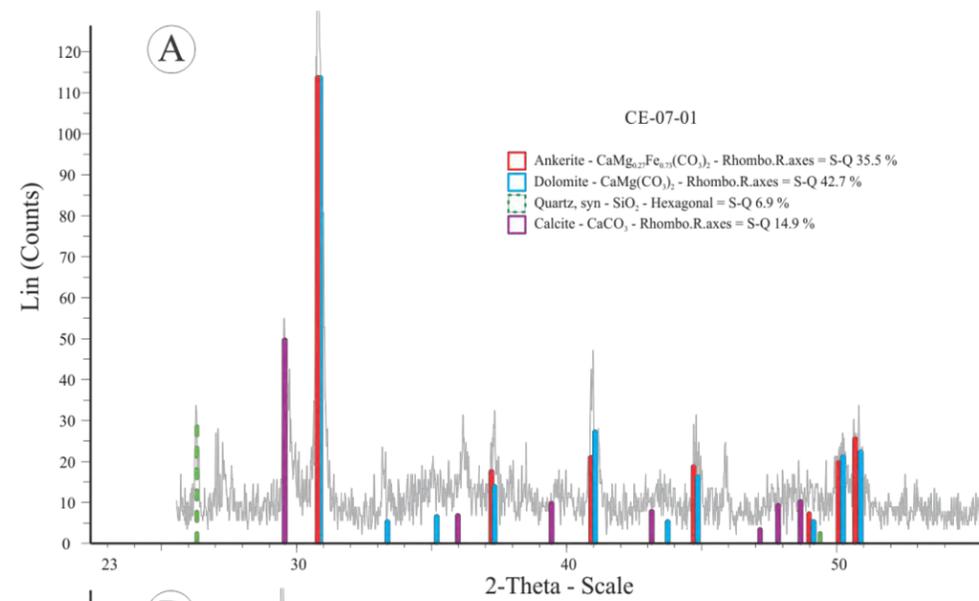
- la Secuencia Lacustre tiene una posición cronoestratigráfica que la ubica entre dos etapas hidrovulcánicas (entre las Unidades A y B), representando así un estadio de calma magmática;
- puesto que el sistema magmático no había concluido su vida monogenética, una etapa de calma trae consigo procesos inherentes de vesiculación y exsolución de gases de los cuerpos magmáticos someros;
- a su vez, la ausencia de actividad hidrovulcánica propicia el restablecimiento del nivel piezométrico, ya que el agua magmática (juvenil) es claramente insuficiente para formar cuerpos de agua<sup>12</sup>;
- al tener una fuente cercana de calor y fluidos, el agua externa (ya sea subterránea o meteórica) es sometida a una circulación geotermal;
- dadas las condiciones anteriores, ocurre una mezcla de fluidos geotermales (agua no juvenil) y fluidos hidrotermales (gases magmáticos), aun cuando sea en pequeña proporción.

Con lo anterior, resulta claro considerar que a través de los conductos fumarólicos circuló gran parte de estos fluidos, aportando fases gaseosas y acuosas que condensan y reaccionan en la interfaz de contacto con el cuerpo de agua “fría” al momento de su exhalación (Wohletz & Heiken, 1992). Para poder estimar la composición de los fluidos durante este proceso de mezcla e interpretar las trayectorias de precipitación de la mineralogía, es necesario mencionar en primera instancia que las principales fases gaseosas de magmas básicos son  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{SO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{HCl}$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{S}_2$  y  $\text{HF}$ , donde los primeros 4 componen el 99% del volumen total de exsolución gaseosa (Fisher & Schmincke, 1984; Marini & Gambardella, 2005); muchas de estas especies son muy reactivas e interaccionan con el agua o entre ellas muy fácilmente para dar lugar a nuevas especies acuosas y gaseosas dadas por las siguientes reacciones:

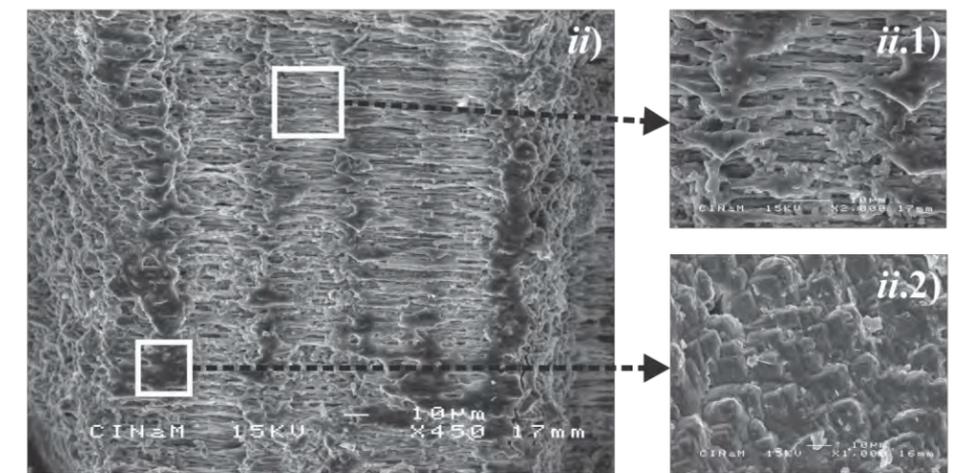



---

<sup>12</sup> Considerar un cuerpo de agua superficial y/o estacional como fuente principal de agua en los procesos hidrovulcánicos, no permitiría el desarrollo de sistemas lacustres; otra forma de generar un cuerpo de agua superficial es mediante el afloramiento del nivel freático, contexto geológico que requiere un manto subterráneo de agua, y que es el escenario más probable.



CE-07-01



CE-07-04

Lámina II.5. Análisis semicuantitativo de la mineralogía hidrotermal; 1 a 3: difractograma resultado del análisis de las zonas de emanación y alteración hidrotermal que representa la alteración argílica pervasiva (A), el travertino (B) y las zonas de alteración incipiente asociadas al travertino (C); las zonas muestran una evidente composición a base de carbonatos de Ca y Mg con notable ausencia de Fe-Na (1 y 2); los resultados de análisis espectrométrico semi-cuantitativo realizado con el microscopio electrónico de barrido (MEB), muestran que la composición de las conchas de ostrácodos es sensible a la composición de la salmuera, fijando principalmente Mg-Sr(Na). Los resultados del escaneo de imágenes con el MEB también revela el estado cristalino de las dos principales zonas de emanación de fluidos: i) es una imagen generalizada de las zonas de chimeneas fumarólicas, donde se muestra la presencia de carbonatos con desarrollo de estructura cristalina (i.1) y carbonatos amorfos (i.2); ii) es una imagen generalizada del travertino donde se aprecia su naturaleza bandeada, además gracias a la ampliación de las imágenes se puede apreciar que el bandeamiento produce dos principales morfologías: ii.1) zonas amorfas con crecimiento columnar, y ii.2) zonas más compactas con desarrollo de estructura cristalina (posiblemente cúbica u ortorrómbica).

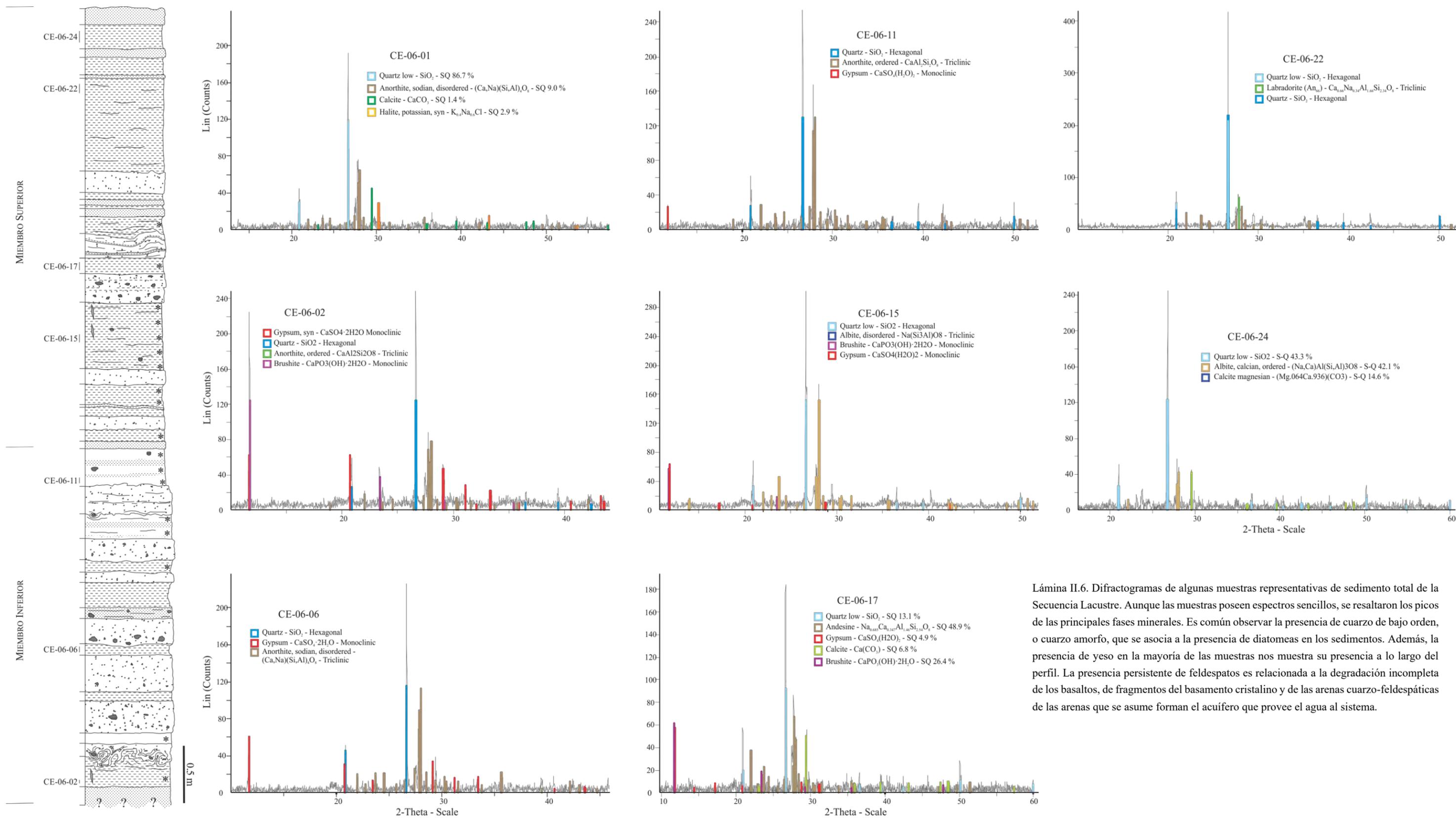
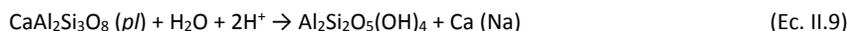
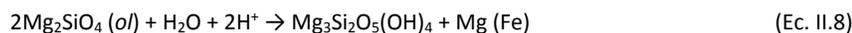
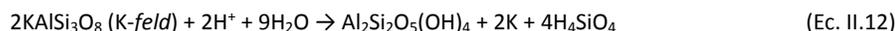
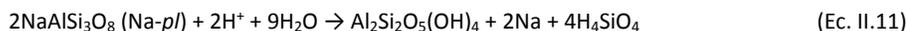


Lámina II.6. Difractogramas de algunas muestras representativas de sedimento total de la Secuencia Lacustre. Aunque las muestras poseen espectros sencillos, se resaltaron los picos de las principales fases minerales. Es común observar la presencia de cuarzo de bajo orden, o cuarzo amorfo, que se asocia a la presencia de diatomeas en los sedimentos. Además, la presencia de yeso en la mayoría de las muestras nos muestra su presencia a lo largo del perfil. La presencia persistente de feldespatos es relacionada a la degradación incompleta de los basaltos, de fragmentos del basamento cristalino y de las arenas cuarzo-feldespáticas de las arenas que se asume forman el acuífero que provee el agua al sistema.

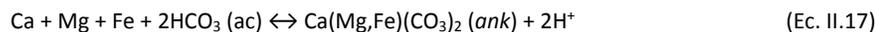
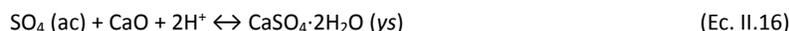
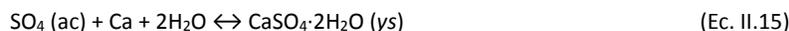
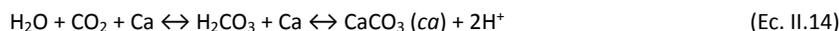
La abundante producción del ion hidrógeno ( $H^+$ ) que resulta de la interacción entre fluidos magmáticos y con el agua, otorga una fuerte acidez al medio (con  $pH's \leq 3$ ; Arnórsson et al., 2007) propiciando una lixiviación ácida conocida con el nombre de metasomatismo de hidrógeno, común en la generación de la alteración argílica (Kühn, 2004). La estabilidad de silicatos sujetos a intemperismo superficial decrece en un orden inverso a su temperatura de cristalización, *id est*, el olivino se vuelve mucho más inestable que el cuarzo, y bajo condiciones de alta acidez, la mayoría de los procesos de intemperismo de silicatos en medios acuosos se lleva a cabo por hidrólisis (Kehew, 2001; Jones & Deocampo, 2003; Brantley, 2003; Hibbard, 1995) rompiendo la estructura cristalina y produciendo arcillas, generalmente caolinita y liberando cationes libres (Ecuaciones II.8 a II.12). En términos del contexto sedimentario de la Secuencia Lacustre, las fases pirogenéticas principales (*pl-ol-cpx*) representan las fases minerales formadoras de sedimento, donde la hidrólisis de silicatos es llevada a cabo bajo las siguientes reacciones (Appelo & Postma, 2007; Kehew, 2001; Kühn, 2004; Marini & Gambardella, 2005):



Dada la presencia de sedimentos de composición cuarzo-feldespática que se derivan de la degradación mecánica del basamento cristalino ígneo-metamórfico y de las arenas de los campos de dunas del CVP, es muy posible que también ocurra la disolución de minerales de Na-K:



Así, el sedimento y las rocas del medio son lixiviados fácilmente por las condiciones ácidas, liberando cationes en solución de Ca-Mg-(Fe-Na-K), produciendo arcillas y generando ácido silíceo también en solución, aunque en baja proporción. A medida que los grados de saturación y las condiciones de precipitación lo permiten, las fases acuosas aniónicas tienden a reaccionar con los cationes en solución recién liberados para formar los precipitados autigénicos bajo las siguientes reacciones principales:



Como puede ser observado en la Figura II.54, las condiciones de pH de soluciones ácidas y de soluciones carbonatadas (alcalinas) son antagónicas (Kehew, 2001), además, la precipitación de carbonatos (Ec. II.14) y de sulfatos (Ecs. II.15 y II.16) no ocurren simultáneamente (dada sus

diferencias de solubilidad), situaciones que permiten inferir las siguientes condiciones cualitativas en las trayectorias de precipitación<sup>13</sup>:

- inicialmente, la entrada de gases magmáticos propician un medio ambiente acuoso con un pH muy bajo (Ecs. II.3 a II.7);
- el medio ácido ocasiona la lixiviación de las fases minerales silicatadas detríticas formadoras de los sedimentos de la Secuencia Lacustre; esto genera la formación de arcillas y genera cationes en solución; con esta adición el pH vira a moderadamente ácido (Ecs. II.8 a II.13);
- puesto que la precipitación de carbonatos (Ec. II.14) ocurre bajo rangos de pH amplios e incluso con disponibilidad catiónica baja (Kehew, 2001; Figura II.53), su precipitación dependerá principalmente del aumento en el pH y principalmente debido al consumo de H<sup>+</sup> durante los procesos de lixiviación; el pH vira a básico con su precipitación;
- la precipitación de yeso ocurre después de los carbonatos (Ecs. II.15 y 16), dependiendo solamente del excedente de Ca en solución después de la precipitación de carbonatos y de la disponibilidad de S en especies acuosas; contribuye a un pH más básico;
- la precipitación de sílice amorfo ocurre a pH muy elevados (10-12), por lo que representa el final de la trayectoria de precipitación; asociado al aumento de población de diatomeas.

Aunque la exhalación de fluidos permite el desarrollo de condiciones ácidas mediante reacciones líquido-gas que acidifican el medio, esto ocurre solamente mientras los procesos de exsolución magmática están activos. Contrariamente, la precipitación autigénica tiende a equilibrar estas condiciones, dando lugar a una dinámica cíclica que inicia con cada nuevo aporte de fases gaseosas al cuerpo de agua, esto es, que mientras las trayectorias de precipitación restablecen las condiciones naturales (iniciales) del agua, las emanaciones gaseosas interrumpen este proceso y renuevan las condiciones ácidas, alterando de nuevo el sistema con las reacciones líquido-gas, situación que trunca constantemente las trayectorias de precipitación mineral disminuyendo el pH.

De esta forma, es posible que la gran abundancia de diatomeas ubicadas hacia las partes estratigráficamente superiores de la Secuencia Lacustre, tengan su origen en la extinción del sistema hidrotermal-geotermal, por la falta de renovación del ambiente ácido y llevando hasta el final la evolución de la salmuera, ya que la precipitación de sílice representaría las condiciones más básicas y los precipitados menos solubles.

---

<sup>13</sup> Menospreciando la intervención de la estratificación fisicoquímica de la columna de agua y la intervención de factores bióticos, como variables que modifican las condiciones de precipitación autigénica.

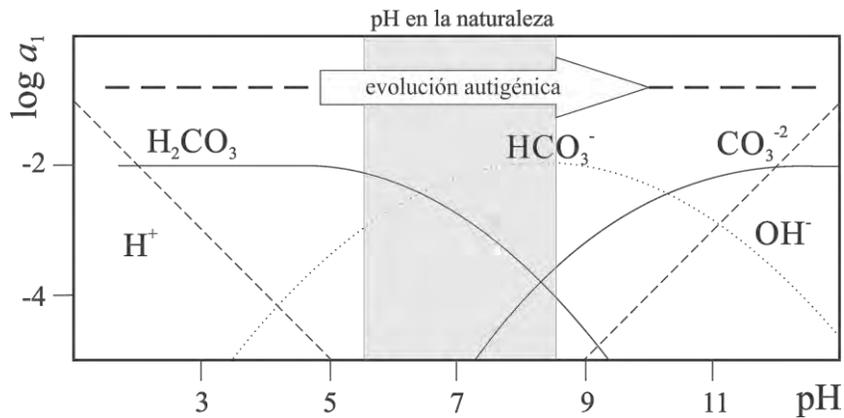


Figura II.54. Rangos de pH de estabilidad de compuestos de carbono inorgánico en medios acuáticos en términos de la actividad de las moléculas (modificado de: Kehew, 2001).

#### II.3.4.2.c Isótopos de azufre ( $\delta^{34}\text{S}$ )

La presencia de solfataras con precipitación de azufre nativo (amorfo y cristalino) y sílice calcedónico en un volcán cercano (Volcán El Tecolote, 276802 E, 3529182 N, 356 msnm), nos habla de la presencia de fluidos residuales composicionalmente poco complejos al final de la actividad monogenética, y aunque éste es el único cono monogenético de todo el CVP en el que ha sido encontrada evidencia de este tipo (Gutmann, 2008, comunicación personal), nos confirma que la presencia de yeso en la mineralogía autigénica de la Secuencia Lacustre obedece en principio a procesos de exsolución magmática, comprobando en parte los aspectos teóricos de la Sección anterior.

De esta forma, resulta interesante determinar la fuente del azufre, es decir, deducir si existe alguna otra fuente que contribuya con materiales al sistema hidrotermal-geotermal y poder elucidar más acerca del funcionamiento de estos procesos. Para ello, fueron analizadas 10 muestras tomadas de las zonas donde el yeso ocurría visiblemente en rosetas o interestratificado, el cual fue extraído a mano de los sedimentos aprovechando su gran abundancia; se evitó el muestreo en zonas donde era evidente la presencia vetillas ya que probablemente éstas fueron reprecipitadas, eliminan el control estratigráfico, pueden estar afectadas por procesos de fraccionamiento isotópico y no se sabe con exactitud si son sinsedimentarias o posteriores. Como tratamiento adicional fue necesario hacer una digestión de arcillas, debido a que durante el crecimiento de los cristales quedó englobada una gran cantidad de sedimentos.

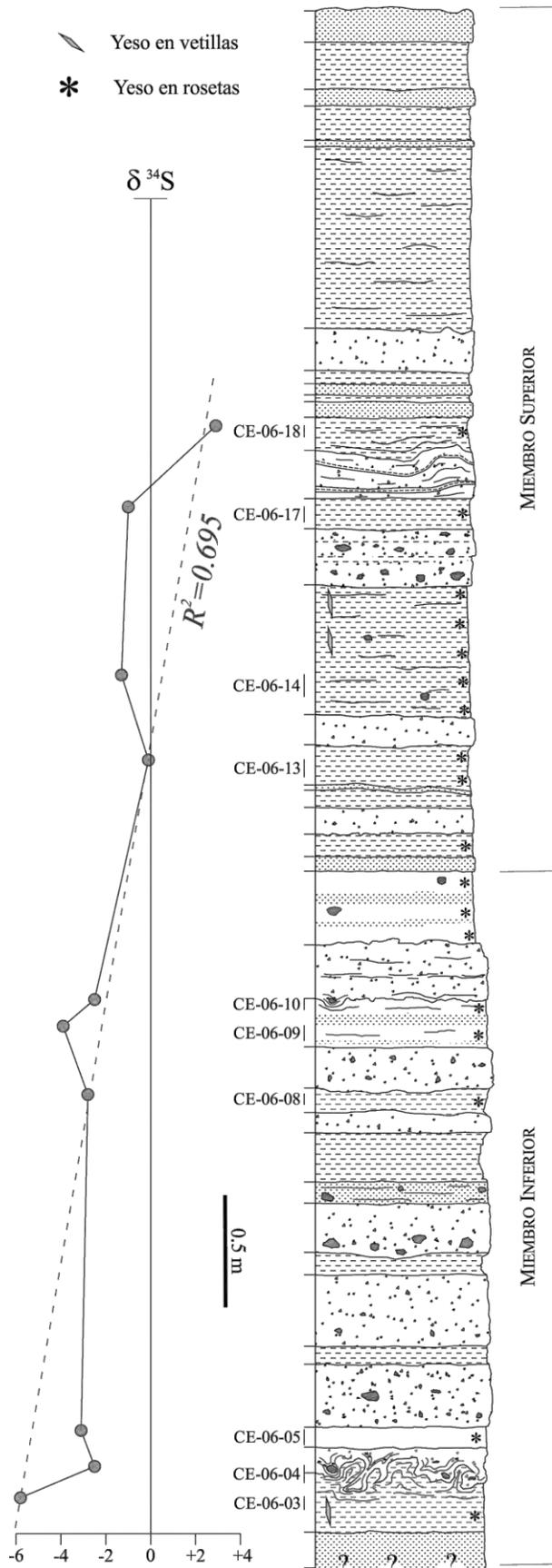


Figura II.55. Posición estratigráfica y valores de  $\delta^{34}\text{S}$  de los yesos de la Secuencia Lacustre; nótese el moderado coeficiente de correlación lineal en la distribución estratigráfica de las muestras; simbología de facies en Figura II.49.

Tabla II.5. Resultados de  $\delta^{34}\text{S}$  ‰.

Distancia de la base*		Muestra	$\delta^{34}\text{S}$ ‰
Inicio	Fin		
497	502	CE-06-18	2.9
459	466	CE-06-17	-1.0
381	391	CE-06-14	-1.3
345	353	CE-06-13	-0.1
233	238	CE-06-10	-2.5
219	226	CE-06-09	-3.9
191	196	CE-06-08	-2.8
39	45	CE-06-05	-3.1
22	30	CE-06-04	-2.5
1	16	CE-06-03	-5.8

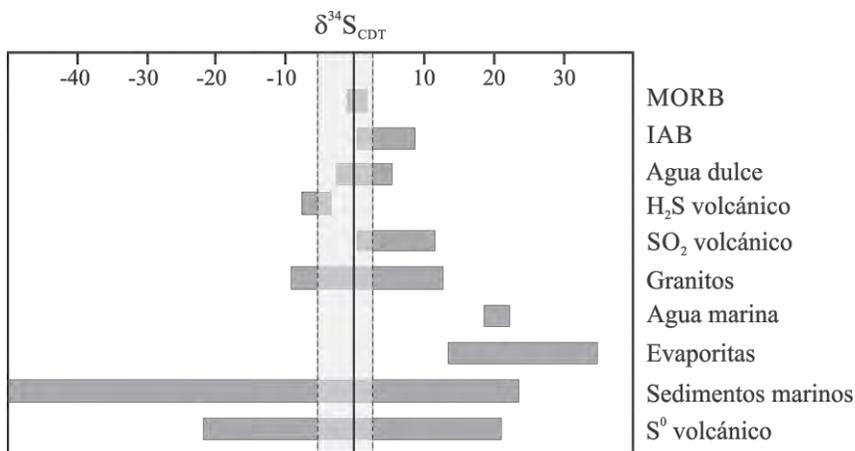
\* distancia en centímetros

Las muestras fueron analizadas en el Laboratorio de Isótopos Estables de la Universidad de Arizona a cargo del Dr. Chris Eastoe, los análisis fueron facilitados por el Dr. Lucas Ochoa Landín y las muestras fueron tratadas por el c. Dr. Rafael del Río Salas. Los resultados obtenidos son los cocientes de  $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ , sin embargo, dadas las grandes diferencias en las abundancias isotópicas ( $^{32}\text{S}$ : 95.0%;  $^{34}\text{S}$ : 4.2%) y que el rango de variaciones es demasiado pequeño, generalmente son formulados en términos de  $\delta^{34}\text{S}$  y expresados en concentraciones por mil (‰) mediante la siguiente ecuación (Ec. II.18):

$$\delta^{34}\text{S} = \left\{ \frac{\left(\frac{^{34}\text{S}}{^{32}\text{S}}\right)_{\text{muestra}}}{\left(\frac{^{34}\text{S}}{^{32}\text{S}}\right)_{\text{estándar}}} - 1 \right\} \times 1000$$

Los resultados obtenidos (Tabla II.5) poseen rangos que varían entre -5.8 y +2.9 y muestran un patrón general relativamente sencillo ya que son en su mayoría valores moderadamente negativos que tienden a hacerse ligeramente positivos hacia la cima de la secuencia. Esta variación posee un coeficiente de correlación lineal muy bajo ( $R^2=0.695$ ) según su distribución estratigráfica, lo cual puede representar tanto la variación natural buscada como un efecto del espaciado estratigráfico del muestreo (Figura II.55).

Figura II.56. Valores de  $\delta^{34}\text{S}$  obtenidos para los yesos comparados con valores de las firmas isotópicas de las principales fuentes ígneas y fuentes evaporíticas (Seal, 2006; Thode, 1991).



Considerando el contexto geológico regional (ver Sección I.3), se realizó una comparación de los resultados obtenidos con el promedio de los valores de  $\delta^{34}\text{S}$  de distintas fuentes ígneas potenciales para la zona y con valores  $\delta^{34}\text{S}$  de precipitados evaporíticos continentales, sin embargo, al momento de correlacionar el rango de valores obtenido de las muestras analizadas, resulta claro que no coinciden perfectamente con alguna fuente en particular (Figura II.56). Si tomamos en cuenta esta parcial correlación con varios tipos de fuentes de S que puedan modificar las firmas  $\delta^{34}\text{S}$ , los resultados inducen a concluir hasta cierto punto y a un nivel general de determinación de fuentes, que estos valores y su distribución estratigráfica se deban a variaciones en la intensidad de mezcla de dos o más fuentes; por otro lado, es posible también que el espectro de valores obtenidos represente la firma isotópica de S de los magmas basálticos-hawaíticos del CVP. Lo anterior demuestra que la simple comparación de los datos no proporciona una respuesta clara acerca de la proveniencia del azufre, no dejando clara la

presencia de gases magmáticos exhalados durante la sedimentación de la Secuencia Lacustre, principal objetivo del análisis.

Los recientes estudios (Marini et al., 2002; Beermann, et al., 2009; Hoefs, 2009) han demostrado la presencia de ciertas complicaciones del fraccionamiento isotópico del S en ambientes volcánicos ya que durante los procesos de nucleación, coalescencia y exsolución de volátiles, ocurre una especiación preferencial de las fases gaseosas y acuosas de S, que dependen de la temperatura y la presión interna de la cámara magmática. Así, la fase gaseosa en equilibrio con líquidos basálticos a alta temperatura es SO<sub>2</sub>, y con el decrecimiento de la temperatura y el aumento de exsolución de agua, el H<sub>2</sub>S se vuelve la fase más estable, además, SO<sub>2</sub> es una especie volumétricamente más importante que H<sub>2</sub>S, mientras que las demás especies son subordinadas (Fisher & Schmincke, 1984; Hoefs, 2009). Esto puede ocasionar procesos de fraccionamiento isotópico de S, que modifican su firma según la evolución del estado de desgasificación del magma.

Por otro lado, la interacción fluido<sub>líquido</sub>-fluido<sub>gas</sub> que ocurre durante la mezcla de gases y fases acuosas magmático-hidrotermales con el cuerpo de agua lacustre, permite el desarrollo de diferentes fases acuosas de S con diferentes solubilidades, además, no necesariamente todas éstas estarán involucradas en la precipitación de yeso, ya que existe una dependencia de factores como el pH y disponibilidad de Ca<sup>+2</sup>. Resulta interesante entonces, ver que existe una gran posibilidad de que los factores que controlan las firmas isotópicas no sean una mezcla de fuentes, sino que pueden ser una combinación de procesos de fraccionamiento de influencia local que inician con la exsolución de volátiles durante los procesos de vesiculación-exhalación, y terminan con los procesos de precipitación autigénica, *id est*, un control que depende de la evolución del sistema hidrotermal y evolución de las trayectorias de precipitación autigénica, escenario que quizá explique la evolución de las firmas hacia valores cada vez más positivos.

### **SECCIÓN III: DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES**

## SECCIÓN III: DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

### III.1 DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En términos generales, los modelos que inicialmente fueron concebidos para el Cráter El Elegante consideraban un evento eruptivo *continuo* que finaliza con un *colapso* tipo caldera que da origen a su morfología actual, explicando la presencia de depósitos piroclásticos en el interior del cráter y que además, este *hundimiento* favorece las condiciones necesarias para la posterior activación del sistema lacustre una vez extinto el ciclo monogenético (Gutmann, 1972, 1976; Martin & Németh, 2004). En este trabajo es presentada nueva evidencia estratigráfica que permite afirmar la presencia de *estadios* o *sub-sistemas* volcánicos en la evolución del CE. Asimismo, se concluye con la propuesta de un nuevo modelo que resulta funcional, aunque para efectuar el análisis de la evidencia es necesario discutir por separado varios aspectos de interés.

#### III.1.1 De las condiciones magmáticas

[1] El volcanismo basáltico monogenético es generalmente asociado a estructuras volcánicas relativamente pequeñas cuya dinámica eruptiva es dominada por actividad estromboliana, sin embargo, es común que las erupciones inicien con un corto período de actividad hawaiana (efusiva o fuente de lava) que produce extensos derrames (Francis, 1993). Este fenómeno es atribuido a un *continuum* que existe entre la actividad hawaiana y la estromboliana que se asocia a un decrecimiento gradual del flujo magmático (o tasa de efusión) y a un aumento gradual de la fragmentación explosiva por exsolución de volátiles (Rowland & Walker, 1990; Francis, 1993; Vergnolle & Mangan, 2000; Valentine & Gregg, 2008).

Esta dinámica eruptiva puede ser claramente observada en el volcanismo basáltico-hawaítico del CVP a partir de los ciclos eruptivos determinados por Gutmann (1979) (página 31); similarmente, Gutmann (2002) reporta la presencia de unidades efusivas como precursoras del hidrovulcanismo en al menos 5 de las 13 estructuras hidrovulcánicas del CVP (cráter Celaya, cráter Elegante, cráter McDougal, cráter Kino y cráter Sykes).

Aunque la actividad hawaiana que se reporta al inicio del ciclo monogenético es promovida por altas tasas de efusión (Vergnolle & Mangan, 2000), éstas pueden no ser altas en términos estrictos sino que representan paroxismos de mayor flujo volumétrico relativos. La presencia de la Unidad B7 se interpreta como una actividad efusiva inicial que evidentemente irrumpió con tasas de efusión relativamente altas y una velocidad de ascenso considerable, además de que representa el flujo volumétricamente más importante del evento monogenético del CE.

[2] Una de las relaciones de campo que ayudan a analizar lo discutido en [1], es la clara contemporaneidad que existe entre la Unidad B7 y la base de los depósitos hidrovolcánicos de la Secuencia Exterior (página 44). Con base en esta sencilla relación estratigráfica y tomando en cuenta los elementos texturales de la Unidad B7, es posible estimar que la relación de emplazamiento entre ambos depósitos ocurrió con tres principales condicionantes:

1. el abundante vapor de agua contenido en los depósitos hidrovolcánicos, modifica las trayectorias de enfriamiento-cristalización de la lava,
2. las texturas y estructuras desarrolladas indican que la pérdida de calor del derrame antes del inicio de la actividad hidrovolcánica fue escasa o prácticamente nula, y
3. el tiempo transcurrido entre la efusión del derrame y el inicio de la actividad hidrovolcánica, fue relativamente corto.

Tanto la abundancia como la distribución de las vesículas en la Unidad B7 (página 34) comprueban que el rápido enfriamiento no permite una desgasificación subaérea *normal*, además, de que las estructuras de deformación del derrame solo pudieron haberse desarrollado gracias a la presencia de líquido en una proporción considerable. Esta evidencia da cabida a la posibilidad de que ambas actividades pudieron haberse desarrollado simultáneamente.

Si el tiempo transcurrido entre la actividad hawaiana y la hidrovolcánica fue tan corto, puede obviarse que las condiciones necesarias para llevar a cabo la interacción agua-magma ya existían desde el emplazamiento de la Unidad B7, sin embargo, la incapacidad del sistema para llevar a cabo desde el inicio la actividad hidrovolcánica se convierte en la principal cuestión. [Gutmann \(2002\)](#) ya había llegado a la conclusión de que las altas velocidades de ascenso magmático pueden representar un parámetro importante, sin embargo, la ausencia de hidrovolcanismo puede deberse también a una ineficiente transferencia de calor por un cociente agua/magma demasiado bajo ocasionado por el alto flujo volumétrico.

[3] Puesto que no se realizó un conteo de componentes en los depósitos, no se conoce el porcentaje del contenido ni las variaciones de los juveniles con la estratigrafía. En el presente trabajo se considera que esta información no aporta datos relevantes en la interpretación, ya que la dinámica eruptiva del hidrovolcanismo provoca una constante *redepositación* de fragmentos juveniles, ya sea porque formaban parte de los depósitos de erupciones anteriores ([Ollier & Joyce, 1974](#); [Houghton & Smith, 1993](#)), o porque regresaban al conducto a causa del colapso de la columna eruptiva.

Este proceso aumenta la probabilidad de reciclaje de los fragmentos juveniles a medida que se acumulan los depósitos. Asimismo, este fenómeno de reciclaje puede influir en la estimación del volumen magmático en cada erupción, y también permite considerar que los fragmentos juveniles de la base de los depósitos tienen una mejor representatividad que los juveniles de la parte superior de la columna, los cuales tienen una mayor probabilidad de reciclaje.

[4] Bajo esta situación, habría de esperarse que cualquier variación en la composición de los fragmentos juveniles resulte menos precisa conforme aumenta el espesor de la columna eruptiva, sin embargo, como se muestra en las figuras y tablas de la Sección II.3.3, este efecto no está presente, ya que tanto óxidos mayores como elementos traza de los fragmentos juveniles poseen una correlación geoquímica consistente. La **Figura III.1** muestra la gráfica del cálculo estadístico multivariable entre óxidos mayores, realizado con el programa PETROTYPE ([http://geo.web.ru/~ariskin/soft\\_petrotyp](http://geo.web.ru/~ariskin/soft_petrotyp)). Claramente los fragmentos juveniles no son distinguibles estadísticamente, mientras que las muestras de la secuencia pre-Elegante tienen una mayor dispersión, aún con su composición promedio. Resulta interesante observar que todos los fragmentos juveniles, su promedio y la muestra P06-11 (Unidad B7) forman un clúster bien definido, indicando claramente que pertenecen a un mismo evento monogenético (y muy restringido en el tiempo), mientras que las lavas y diques pre-Elegante fueron emplazados por varios eventos en una escala de tiempo relativamente mayor.

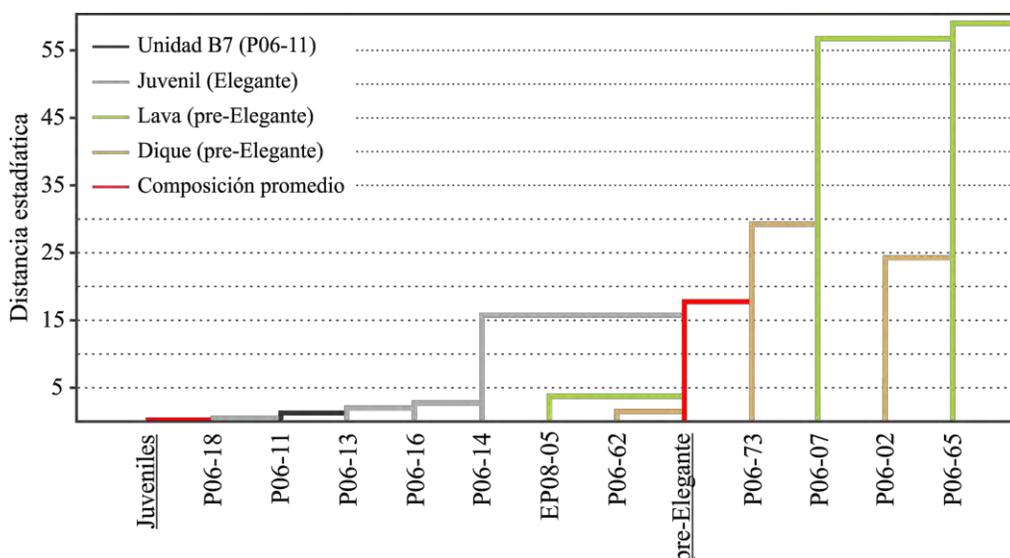


Figura III.1. Agrupamiento jerárquico basado en una comparación estadística multivariable utilizando PETROTYPE ([http://geo.web.ru/~ariskin/soft\\_petrotyp](http://geo.web.ru/~ariskin/soft_petrotyp)). Este ordenamiento se basa en la normalización de los valores con respecto a su dispersión dentro del grupo, comparando con la composición promedio.

Sin embargo, la única evidencia geoquímica encontrada que puede ser útil para distinguir a los fragmentos juveniles de las lavas y diques pre-Elegante, es el estado de oxidación (página 92). La diferencia básica radica en que los fragmentos juveniles poseen los estados de oxidación más anómalos y dispersos, ya que cuentan con los estados de oxidación más bajos y los más elevados. Sin embargo, fuera de este parámetro no se observa que exista alguna modificación geoquímica que pueda ser atribuible al fenómeno de interacción agua-magma.

[5] La presencia de nódulos máficos en los fragmentos juveniles de los Depósitos Interiores (Unidad C; Sección II.3.2.2.e) proporciona información importante acerca de la evolución magmática del CE, ya que muestran la presencia de un período de calma magmática en el que se detiene el flujo

volumétrico de ascenso. Este período permite la precipitación cumulativa de una asociación de *pl-cpx-ol-ox*, además de que ocurre una fuerte desgasificación que puede relacionarse fácilmente con el desarrollo del sistema hidrotermal-geotermal (Sección II.3.4.2).

La presencia de inclusiones de sideromelano en los nódulos máficos es un elemento textural que destaca como una importante línea de evidencia en la interpretación del comportamiento del sistema magmático. Este vidrio es altamente vesicular y se presenta de forma intergranular, en los bordes de los nódulos y como inclusiones en los cristales de *pl* y *cpx*, (Lámina II.4, 6-7) y aunque varía en intensidad y posición, está presente en todos los nódulos estudiados.

El claro control cristalográfico del sideromelano proporciona argumentos que inducen a considerar la presencia de una fusión parcial del cristal durante algún proceso post-cumulación, ya que cuando ocurre de forma intergranular, la conclusión textural es que el sideromelano representa líquido residual intercumulus. La presencia de líquido residual ilustra un fenómeno común en procesos de cumulación magmática (Wager et al., 1960), sin embargo, no se encontró referencia bibliográfica en la que sea mencionada la fusión parcial somera de gabros cumulosos. Además, se admite que no es posible mencionar de forma concluyente que los nódulos han experimentado fusión parcial sin la información cuantitativa que avale la presencia del proceso.

Sin embargo, una posible explicación que da cabida a las condiciones necesarias de fusión parcial es la presencia del mismo sistema hidrovolcánico. Si partimos de consideraciones teóricas sencillas, las variables indispensables para provocar una fusión parcial son ascenso de la temperatura en el sistema, aumento sustancial de la presión interna, y/o contar con la presencia de un catalizador que disminuya la temperatura del *solidus*. Sabiendo que los procesos de interacción agua-magma pueden proporcionar las tres variables anteriores, se puede mencionar:

que la reactivación del flujo magmático proporciona un aumento del flujo térmico que puede proporcionar la cantidad de calor necesaria para la fusión de los nódulos cumulosos, por un evidente decrecimiento de la temperatura del magma que los precipita ya sea en las paredes del conducto o en algún posible reservorio somero;

al renovarse el flujo magmático es retomada la actividad hidrovolcánica, la cual trae implícita la presencia de agua en un estado supercrítico que ocasiona un aumento de la presión interna en la interfaz agua-magma, y puede lograr además un intercambio molecular entre el magma fragmentado y el vapor de agua (Wohletz, 1986);

### III.1.2 De las condiciones hidrovolcánicas

[6] El análisis de facies aplicado en los depósitos hidrovolcánicos (Sección II.3.2.1.c) pone de manifiesto una correlación estratigráfica entre los depósitos del Norte y del Sur del borde del cráter, que puede ser denominada como *correlación de intensidad de facies* (Figura II.14). Los resultados

mostraron una correlación que no coincide en espesor estratigráfico, pero que si coincide en la distribución vertical de las facies, y las implicaciones radican en la identificación de ciclos o etapas eruptivas que pueden asociarse a ciclos magmáticos.

Puesto que no se encontró en la literatura disponible un análisis de facies de este tipo, es necesario mostrar su aplicabilidad. Sin embargo, la principal objetivo del uso de intensidad de facies es sintetizar la información de campo (estratoforma, espesor y granulometría) bajo un cuadro descriptivo homogéneo, en este caso, utilizando las matrices de combinaciones de facies (páginas 51 y 52). Esta metodología también permite agrupar niveles conforme a sus asociaciones de facies ([Anexos II y III](#)) y al mismo tiempo observar si dentro de cada grupo existen variaciones significativas o si ciertas características son dominantes. Con esto se logra que queden representadas las facies de mayor intensidad de ocurrencia y las facies de menor intensidad de ocurrencia, que puedan estar presentes en una misma posición estratigráfica.

[7] Aunque la gran parte de los estudios estratigráficos de depósitos hidrovolcánicos utilizan como parámetro principal la distribución granulométrica ([Figura II.13](#)), en este trabajo se excluye un análisis de este tipo, basándose en tres criterios principales:

1. la variación vertical y horizontal de estratoformas hace difícil elegir un nivel granulométricamente representativo, siendo necesario realizar cientos de tamizados por perfil;
2. una opción es tomar muestras promedio o muy abundantes para efectuar un análisis granulométrico, sin embargo, ésta es una metodología arbitraria que reduciría la representatividad estratigráfica de las facies;
3. se considera que la toma de muestras destinadas para un análisis granulométrico debe estar basada en la *distribución de facies*; siendo notorio que es necesaria una metodología de muestreo diseñada exclusivamente para depósitos hidrovolcánicos;

La información disponible en la literatura, confirma constantemente que los límites granulométricos de las distintas estratoformas generadas por mecanismos de transporte hidrovolcánico están bien establecidos, y durante casi 40 años de trabajos, se han graficado los datos con el solo fin de comprobar un origen ya evidente mediante una clasificación granulométrica ([Walker, 1971](#); [Allen et al., 1996](#); [Dellino & LaVolpe, 2000](#); [Miyabuchi et al., 2006](#); [Gençalioglu-Kuşcu et al., 2006](#); [Carrasco-Núñez et al., 2007](#); [Figura II.13](#)).

Esto induce a pensar que son necesarias nuevas técnicas de análisis granulométrico (incluso micro-granulométrico) que sea funcional con los principios básicos de los mecanismos de transporte y composición de las partículas. Se considera que estos argumentos proveen motivos para no llevar a cabo un análisis granulométrico que acompañe al análisis estratigráfico de los depósitos.

[8] Tomando en cuenta lo discutido en [\[6\]](#) y [\[7\]](#), resulta que una consideración indispensable en la interpretación de facies en depósitos de origen hidrovolcánico es la velocidad de transporte ([Dellino](#)

& La Volpe, 2000). Conforme el flujo avanza las velocidades cambian y causan modificaciones a la distribución horizontal de facies, tal como es propuesto por Branney & Kokelaar (2002) (Figura III.2), esto es:

que las velocidades de inicio del transporte  $v_i$  en  $t_0$  y a una distancia inicial  $x_i$  (donde  $x_i$  es el borde del cráter) son relativamente altas y turbulentas, depositando en su mayoría niveles con una configuración caótica debido en parte al colapso por gravedad de la columna eruptiva; estas son las condiciones de depósito de las facies proximales (Figura II.15);

conforme el flujo avanza ( $t_{0+t}$ ) a una distancia  $x_l$  (donde  $x_l > x_i$ ), la velocidad de transporte  $v_l$  adquiere una velocidad  $v_l \geq v_i$  pero menos turbulenta (tendiente a laminar) que es relativa a una menor carga de partículas en suspensión, depositando niveles con abundantes estructuras primarias y con un comportamiento más homogéneo en sus características físicas (Figura II.18); estas son las condiciones de depósito de las facies intermedias;

por último, la velocidad en  $v_f$  ( $v \rightarrow 0$ ) al final de su transporte en  $t_f$  y a una distancia  $x_f$  (donde  $x_f > x_l$ ), depositará niveles referidos a velocidades de transporte muy bajas, de comportamiento laminar y con una muy baja capacidad de carga (Figuras II.19 y II.20); estas son las condiciones de depósito de las facies distales.

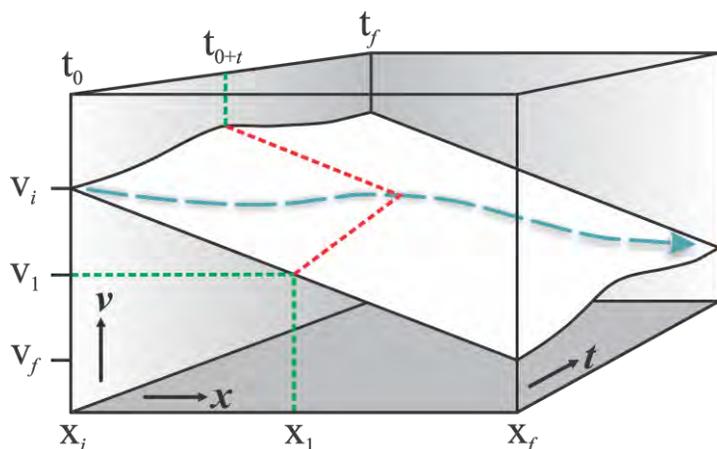


Figura III.2. Variaciones en la velocidad de transporte de flujos piroclásticos fluidizados en términos de tiempo y distancia, ilustrado por el plano inclinado; la disminución de la velocidad del flujo en su avance horizontal, no posee una pérdida lineal; modificada de Branney & Kokelaar (2002). Las zonas de más alta energía ocurren a distancias intermedias.

[9] Si aplicamos los criterios de [8] en los depósitos intermedios y distales de la Secuencia Exterior, resulta claro que la distribución tridimensional de facies está íntimamente relacionada a las velocidades de transporte de los flujos. Puesto que en la velocidad está implícita la capacidad de carga en suspensión, se puede expresar que mayor sea la velocidad de transporte, mayor será la capacidad de carga de partículas en suspensión (Fisher & Schmincke, 1984), de tal forma que las fracciones granulométricas experimentarán una gradación horizontal que será relativa a la velocidad de transporte, tal como puede ser visto en las Figuras II.18 - 20.

Así, en términos de velocidades de transporte, es relativamente obvio que todas las unidades de flujo producirán depósitos distales, sin embargo, puesto que no todos tendrán las mismas condiciones eruptivas iniciales (velocidad inicial  $v_i$ , grado de fluidización y carga en suspensión), la ocurrencia de facies distales a distancias intermedias es completamente viable.

[10] La distribución de facies de los depósitos de la Secuencia Norte, claramente muestran tres patrones generales (Figura II.14):

- los grupos inferiores (An a Hn) están dominados por estratos ondulantes ricos en lapilli que progresivamente se enriquecen en ceniza dispuesta en estratos masivos y gruesos;
- los grupos intermedios (In a Mn) de la misma forma, viran de niveles ondulantes ricos en lapilli a niveles masivos ricos en ceniza;
- los grupos estratigráficamente superiores (Nn a Vn), vuelven a trazar el mismo patrón de facies, pero con fracciones granulométricas contrastantes (bloques + ceniza).

Estos patrones también pueden reconocerse de forma muy similar en la distribución vertical de facies de la Secuencia Sur (Figura II.10), sugiriendo que los Depósitos Exteriores se acumularon bajo tres principales etapas de erupción, posiblemente relacionadas a aumentos en la tasa de flujo volumétrico.

[11] La Figura III.3 ilustra una posible explicación a estas variaciones de facies en términos de la geometría del cráter y de la distancia de transporte de los depósitos y tomando como base la Figura II.14. Si asumimos que en un inicio el cráter tenía un diámetro inicial  $d_i$  menor que el actual ( $d_f$ ), obtenemos una configuración geométrica inicial (Figura III.3-A) que permite la depositación de facies distales hasta una distancia  $x_{f-1}$ . Si llevamos este escenario a sus condiciones finales (Figura III.3-B), consideramos que la configuración geométrica está dada por el diámetro final  $d_f$ , donde los depósitos distales ocurren a una distancia  $x_{f-2}$ , la cual es mayor que  $x_{f-1}$ .

Esto prueba geoméricamente que los depósitos ubicados en la base estratigráfica poseen facies distales pertenecientes al inicio de la actividad hidrovulcánica, mientras que los depósitos ubicados en la cima, por contar con una mejor exposición estratigráfica, poseen asociaciones de facies proximales a los depósitos proximales según el diámetro actual (Figura III.3-B). Posiblemente este modelo también dé explicación a las características de distribución de los fragmentos juveniles de esta Secuencia Exterior, tal como se mencionó en [4].

Debe tomarse en cuenta que las irregularidades en la topografía pre-eruptiva pueden modificar este esquema de funcionamiento general, ya que la gradación de facies proximales a distales se desarrolla de forma ideal cuando la superficie de depositación es horizontal y sin accidentes topográficos.

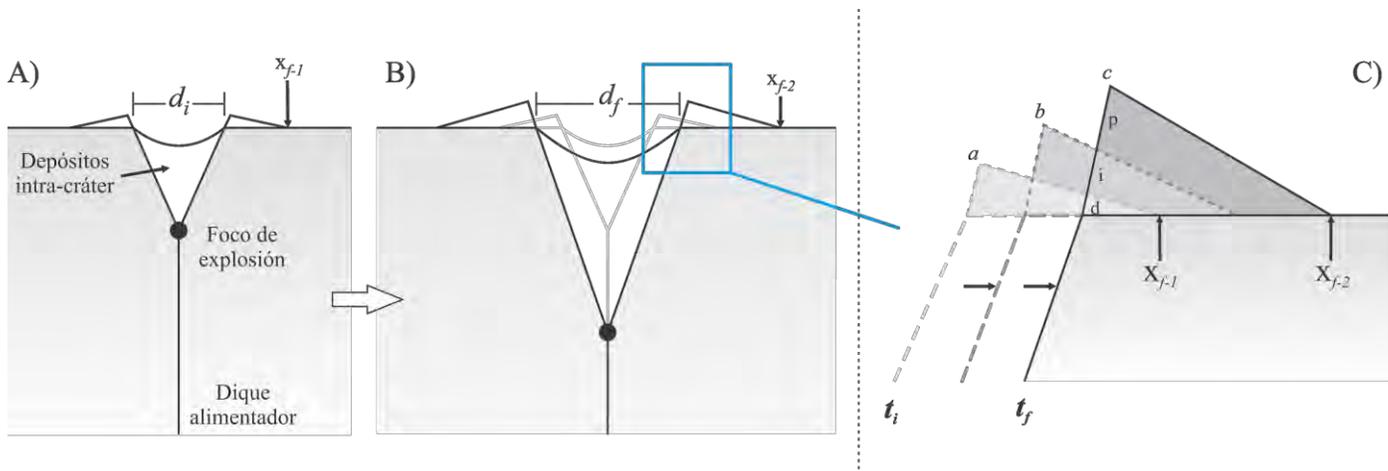


Figura III.3. Modelo de distribución de facies que ilustra la evolución geométrica del cráter desde un estadio inicial (A) con  $d_i$  como diámetro inicial y  $x_{f-1}$  como distancia final de transporte de los flujos; la configuración final (B) esta dada por  $d_f$  como diámetro final y  $x_{f-2}$ ;  $a, b$  y  $c$ , representan la variación del espesor de los depósitos en el borde del cráter (C), representa el espesor final); la exposición actual de los depósitos muestra en la base facies de depósitos distales (d), en el medio facies de depósitos intermedios (i) y en la cima facies de depósitos proximales (p).

[12] Los criterios de distribución de facies aplicados para los Depósitos Exteriores no son fácilmente utilizables en los Depósitos Interiores (Sección II.3.2.2) ya que las relaciones estratigráficas entre las distintas unidades piroclásticas y sedimentarias identificadas en esta última secuencia (Figura II.32) muestran una mezcla con ambientes lacustres-lagunares. Esto provoca que los conceptos de proximal y distal no funcionan de la misma manera que con los Depósitos Exteriores, principalmente debido a la presencia de una columna de agua (Németh et al., 2006) y a la presencia de las paredes internas que funcionan como barrera de transporte. Asimismo, las facies de estos depósitos no pueden ser descritas por las asociaciones de facies de las Matrices 1 y 2 (Figuras II.26-A, II.27 y II.28).

[13] Aunque las Unidades A y C de los Depósitos Interiores (Sección II.3.2.2) poseen facies muy similares a los Depósitos Exteriores, el desarrollo de ciertas estructuras de depositación que no fueron observados en ninguno de los perfiles de los Depósitos Exteriores marcan notables diferencias, ejemplo de ello es la presencia de canales en forma de U encontradas en la Unidad C (*U-shaped channels*; página 68), y que pueden deberse a la adquisición de un alto grado de fluidización debido a la presencia de agua durante su emplazamiento (Fisher, 1977; Bluth, 2004). Aunque es clara su naturaleza hidrovolcánica, resulta complicado detallar los mecanismos de emplazamiento en la misma manera que los Depósitos Exteriores.

[14] Por otro lado, la Unidad B de los Depósitos Interiores posee facies que son difícilmente explicadas por los mecanismos de transporte hidrovolcánico: posee un espesor dominante en la estratigrafía del interior del cráter, cuenta con una granulometría extremadamente homogénea (lapillita con escasa matriz), las partículas que le componen son en su mayoría fragmentos de basalto y las estructuras primarias de depositación son poco complejas (aunque llega amostrar laminaciones en algunos niveles). Estas características hacen difícil la concepción de su dinámica eruptiva y de

transporte. [Gutmann \(1976\)](#) interpreta que el mecanismo de depositación de esta unidad ocurrió en ambientes sedimentarios deltaicos propiciados por el ‘colapso’ del cráter una vez concluida su actividad monogénica. Esta Unidad requiere un mayor trabajo y discusión, sin embargo, posee características que inducen a interpretarla en este trabajo como de origen piroclástico.

### **III.1.3 De las condiciones lacustres-hidrotermales**

[15] La ocurrencia de conductos fumarólicos, vetillas de travertino y yeso, demuestran la activación de un sistema geotermal-hidrotermal que no había sido anteriormente caracterizado y que proporciona evidencia clave en la evolución del sistema hidrovulcánico del CE. Estas manifestaciones hidrotermales han sido poco reportadas en la literatura para sistemas hidrovulcánicos maar-diatrema. Las relaciones cortantes de estas manifestaciones con las secuencias piroclásticas y lacustres del interior del cráter son relativamente sencillas, y permiten interpretar que la sedimentación lacustre-lagunar fue simultánea con la actividad geotermal-hidrotermal.

[16] La información mineral obtenida permite afirmar que la mineralogía autigénica precipitó a partir de un sistema acuoso sobresaturado de baja temperatura, más que por condiciones evaporíticas. Esta interpretación parte del hecho de que existen una gran cantidad de horizontes en los que ocurren tanto organismos (diatomeas y ostrácodos) como yeso estratiforme, y la coexistencia de ambos es evidencia que es inconsistente con ambientes evaporíticos. Asimismo, la asociación mineral permite establecer trayectorias de precipitación ([Sección II.3.3.2.b](#)), que ocurren con un funcionamiento similar al que ocurre en lagos ácidos ([Appelo & Postma, 2007](#); [Kehew, 2001](#)). Así, las zonas de emanación fumarólica participaron como fuente de materiales que aportaron soluciones acuosas y gaseosas al sistema sedimentario lacustre-lagunar, ocasionando las fuertes similitudes mineralógicas y composicionales entre los precipitados autigénicos y los precipitados hidrotermales ([Láminas II.5 y II.6](#)).

[17] A partir de las consideraciones magmáticas discutidas en [\[5\]](#) y conociendo que la presencia de nódulos máficos se limita a los fragmentos juveniles de los Depósitos Interiores, se interpreta que la etapa de calma magmática genera la fuente de calor y fluidos necesarios para la activación del sistema hidrotermal, y una vez reiniciado el ascenso magmático es retomada la actividad hidrovulcánica emplazando las Unidades B y C. Aunque existe poca evidencia que pueda comprobar cuantitativamente esta interpretación, las relaciones estratigráficas entre estas unidades y la ausencia de sedimentos lacustres después de la renovación hidrovulcánica, indican el final del ciclo eruptivo del cráter El Elegante.

### III.2 CONCLUSIONES

La actividad monogenética del CE dio inicio con una actividad efusiva (Unidad B7), muy probablemente fisural, cuyo punto de emisión estuvo en el área que ahora está ocupada por el cráter. Aunque desde este primer ascenso de magma ya existían las condiciones necesarias para que ocurriera hidrovulcanismo, las altas tasas de flujo volumétrico combinadas con una relativamente alta velocidad de ascenso no permitieron que se generara una mezcla explosiva.

Inmediatamente después del emplazamiento de esta unidad lávica (B7), un posible descenso en el flujo volumétrico y en la velocidad de ascenso, da lugar a las primeras erupciones de origen hidrovulcánico, y el abundante vapor de agua contenido en los depósitos ocasiona modificaciones en las trayectorias de enfriamiento-cristalización de la lava, reflejándose en el desarrollo de texturas y estructuras muy distintas a todas las unidades lávicas pre-Elegante. Texturalmente, provocó la cristalización de formas esqueléticas de olivino incluidos en una matriz con una trama abigarrada que muestra un desequilibrio que ocasiona que cerca del 50% de la matriz se componga de olivino + óxidos de Fe-Ti. Estas texturas, la superficie templada, los fragmentos de tobas engullidos en su interior y la presencia de las ondulaciones fosilizadas en la Unidad B7, ayudan a concluir que el lapso de tiempo transcurrido entre la actividad efusiva y la hidrovulcánica fue de apenas algunos días, incluso horas, asimismo, la superficie horizontal del derrame en las zonas no deformadas así como su textura microdolerítica, sugieren un estancamiento del derrame, incluso la formación de un “*lago de lava*”, favorecido por el paleorelieve.

Esta actividad hidrovulcánica estuvo activa durante el emplazamiento de los Depósitos Exteriores. Se describieron dos secciones estratigráficas para estos depósitos y el resultado de comparación entre ambas secuencias muestra una *correlación de intensidad de facies* que indica la presencia de al menos tres tendencias de gradación vertical en la distribución granulométrica y de estratoformas, claramente relacionadas a tres etapas de depositación. Es posible que estas tres etapas de depositación se asocien a aumentos paroxismales en el flujo volumétrico, sin embargo, la falta de cuantificación de juveniles en los depósitos no permite afirmar este hecho.

La geoquímica muestra que en términos de óxidos mayores resulta difícil distinguir los elementos juveniles de las lavas y diques pre-Elegante. Sin embargo, el estado de oxidación dado por el cociente  $Fe_2O_3/FeO$ , resulta ser un parámetro que se modifica muy fácilmente durante el fenómeno de interacción agua-magma. Los fragmentos juveniles muestran los valores más bajos (considerados como estados de oxidación inicial) y los valores más elevados (considerados como estados de oxidación perturbados), y ya que muestran una perfecta estabilidad con los elementos traza, se interpreta que esta oxidación se llevó a cabo siempre en equilibrio con el líquido, escenario que puede justificar la ausencia de hematita en la mineralogía normativa.

La estratigrafía de los Depósitos Interiores muestra características poco reportadas en sistemas maar-diatrema, dada la presencia de unidades de origen hidrovolcánico intercaladas con depósitos sedimentarios de ambiente lacustre-lagunar. La mineralogía autigénica de esta secuencia sedimentaria se caracteriza por formarse de precipitados de baja temperatura (*ca*, *Mg-ca*, *ys*, *ank*), que tienen una composición ‘idéntica’ a la mineralogía que se asocia a las vetillas hidrotermales y tubos de desgasificación que se reportan en este trabajo. Se considera que la actividad hidrotermal-geotermal permaneció activa durante gran parte del tiempo en que se estuvo depositando la secuencia sedimentaria.

La relevancia de esta asociación lacustre-hidrotermal, es que representa una etapa de calma magmática en la cual no se abasteció de líquido al sistema hidrovolcánico. Sin embargo, a pesar de la falta de ascenso magmático, sí se mantuvo presente un posible reservorio magmático subsuperficial que experimentó una fuerte desgasificación y cristalización durante el tiempo que estuvo activo el ambiente lacustre-hidrotermal. La presencia del hidrotermalismo y la cristalización de los cúmulos máficos encontrados en la Unidad C de los Depósitos Interiores, son la única evidencia que soporta la interpretación de este reservorio somero.

Una última retoma en el flujo volumétrico, emplaza las dos últimas unidades de los Depósitos Interiores de forma discordante sobre los sedimentos lacustres. Estas dos unidades poseen características granulométricas y estructurales que son particularmente difíciles de interpretar en un contexto hidrovolcánico, ya que no muestran similitudes con ninguna otra unidad del registro estratigráfico. Se considera que la presencia de una columna de agua y las barreras que de forma natural forman las paredes internas del cráter, ayudaron a que estas unidades desarrollaran estructuras de deposición posiblemente acordes con medios subacuáticos. La única unidad que posee un alto grado de consolidación, típico de actividad *surtseyana*, es la Unidad B de los Depósitos Interiores; la fuerte consolidación de la Unidad, es la única evidencia que sugiere una deposición predominantemente subacuática.

En términos del comportamiento hidrogeológico del sistema, se asume que las propiedades hidrológicas del acuífero que suministró el agua fueron constantes desde el ascenso magmático inicial, esto es que la carga hidráulica del acuífero se mantuvo durante el período monogénico. El episodio de calma magmática trae consigo un cese en el consumo de agua, esto permite que se restablezca el nivel piezométrico y se desarrolle la columna de agua que genera el ambiente lacustre-lagunar. El gran aporte de gases genera un ambiente ácido que provoca condiciones de lixiviación en la mineralogía; se asume que el aporte catiónico para el desarrollo de la mineralogía autigénica es local.

Tomando en cuenta que el volcanismo monogénico del CVP descansa sobre arenas cuarzofeldespáticas poco compactas, es muy probable que el acuífero se haya encontrado en un medio granular de alta permeabilidad capaz de mantener el flujo de agua necesario para sostener la presencia de hidrovolcanismo durante toda la vida monogénica del CE, a pesar de la actividad efusiva inicial.

### III.3 PERSPECTIVAS

A través de todo el desarrollo del trabajo resulta evidente que la falta de geoquímica analítica detallada limita muchas de las interpretaciones realizadas, sin embargo, se pretende efectuar una medición sistemática de todos los procesos magmáticos, volcánicos e hidrotermales que fueron caracterizados. Aunque gracias a esta carencia, la extensión del trabajo se enfocó en la descripción e interpretación de relaciones de ocurrencia, estructuras, texturas y microtexturas, en vez de números. Esto da lugar a la obtención de un conocimiento de base que permite un mejor entendimiento de los procesos a un nivel cualitativo, permitiendo concluir que una principal, y ya por sí vasta perspectiva de trabajo, es la cuantificación de los procesos.

El análisis detallado cuantitativo, mapas espectrométricos semicuantitativos (SEM – *scanning electron microscope*) y análisis de distribución de cristales (CSD – *crystal size distribution*), ayudaría a definir con claridad el sistema de cristalización-enfriamiento de la Unidad B7, cuantificar los parámetros magmáticos y de emplazamiento, y lograr elucidar mejores conclusiones acerca de la presencia de actividad efusiva en un ambiente propicio para el desarrollo de actividad hidrovulcánica.

La presencia de sideromelano intersticial y como inclusiones en los cristales de los cúmulos máficos encontrados en los Depósitos Interiores del CE, parecen representar un punto clave en la cuantificación de los procesos de interacción agua-magma. Esto a partir de que las relaciones texturales permiten inferir que estos nódulos experimentaron fusión parcial, lo cual tiene implicaciones directas en la cuantificación del *boiling* que ocurre antes de cada erupción, ya que de comprobar la fusión parcial, estos nódulos servirían de laboratorio para estimar las temperaturas y condiciones termodinámicas de la interacción.

Actualmente se está esperando una mayor cantidad de resultados de isótopos estables, adicionales a los que se presentan en este trabajo, y se espera que ayuden a cuantificar y fortalecer la interpretación y conocimiento de los procesos hidrotermales-geotermiales en sistemas maar-diatrema

## BIBLIOGRAFÍA

- Allen, S.R., Bryner, V.F., Smith, I.E.M., Balance, P.F., 1996, Facies analysis of pyroclastic deposits within basaltic tuff-rings of the Auckland volcanic field, New Zealand: *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 39, 309-327.
- Anderson, T.H., Silver, L.T., 1979, The role of the Mojave-Sonora Megashear in the tectonic evolution of northern Sonora, en: T.H. Anderson, J. Roldán-Quintana (eds), *Geology of Northern Sonora*, Geological Society of America Field Trip Guidebook 7, 59-68.
- Anderson, T.H., Silver, L.T., 2005, The Mojave-Sonora Megashear – Field and analytical studies leading to the conception and evolution of the hypothesis, en: Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., Steiner, M.B. (eds), *The Mojave-Sonora Megashear Hypothesis: Development, Assessment and Alternatives: The Geological Society of America Special Paper 393*, 1-50.
- Appelo, C.A.J., Postma, D., 2007, *Geochemistry, groundwater and pollution*: Balkema Publishers, Leiden, 3ra. Ed., 649 p.
- Aranda-Gómez, J.J., Luhr, J.F., Housh, T.B., Valdez-Moreno, G., Chávez-Cabello, G., 2005, El vulcanismo intraplaca del Cenozoico tardío en el centro y norte de México - una revisión: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Volumen Conmemorativo del Centenario, Temas Selectos de la Geología Mexicana, Tomo LVII, Núm. 3, 187-225.
- Arnórsson, S., Stefánsson, A., Bjarnason, J.Ö., 2007, Fluid-fluid interactions in geothermal systems: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 65, 259-312.
- Bard, J.P., 1985, *Microtextures of igneous and metamorphic rocks*: Dordrecht, Holland ed, Reidel, 150 p.
- Bartolini, C., Damon, P.E., Shafiqullah, M., Morales-Montaño, M., 1994, Geochronologic contribution to the Tertiary sedimentary-volcanic sequences (Báucarit Formation) in Sonora, México: *Geofísica Internacional*, 33, 67-77
- Baudry, D., Camus, G., 1970, Les maars de la Chaîne des Puys (formations volcaniques du Massif Central francais): *Bull. Soc. Geologique de France*, 7(12), 185-189.
- Beermann, O., Nowak, N., Botcharnikov, R.E., Holtz, F., 2009, Sulfur solubility in hydrous Etna basalt at temperatures from 1150 to 1250 °C and 200 MPa: *Geophysical Research Abstracts*, 11, EGU2009-10175-1.
- Bertotto, G.W., Bjerg, E.A., Cingolani, C.A., 2006, Hawaiian and strombolian style monogenetic volcanism in the extra-Andean domain of central-west Argentina: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 158(3-4), 430-444.
- Best, M.G., Christiansen, E.H., 2001, *Igneous Petrology*: Blackwell Science, 458 p.
- Bluth, J.K., 2004, Syn-eruptive incision of Koko Crater, Oahu, Hawaii by condensed steam and hot cohesive debris flows: a re-interpretation of the type locality of “surge-eroded U-shaped channels”: Department of Geology and Planetary Sciences, University of Pittsburgh, tesis maestría, 137 pp.
- Bonillas, Y.S., 1910, Estudio químico y óptico de una labradorita del Pinacate, Sonora: *Parergones del Instituto Geológico de México*, vol. 3, 427-432.
- Branney, M.J., Kokelaar, P., 2002, Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites: *Geological Society Memoir No. 27*, The Geological Society of London, 143 p.
- Brantley, S.L., 2003, Reaction kinetics of primary rock-forming minerals under ambient conditions: *Treatise on Geochemistry*, Elsevier, Amsterdam, Vol. 5, 73-117.
- Büttner, R., Dellino, P., Zimanowsky, B., 1999, Identifying magma-water interaction from the surface features of ash particles: *Nature*, 401, Octubre, 688-690.
- Carrasco-Núñez, G., Ort, M.H., Romero, C., 2007, Evolution and hydrological conditions of a maar volcano (Atexcac Crater, Eastern Mexico): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 159, 179-197.
- Cas, R.A.F., Wright, J.V., 1987, *Volcanic successions*: Allen and Unwin, 528 pp.
- Cashman, K.V., Kauahikaua, J.P., 1997, Reevaluation of vesicle distributions in basaltic lava flows: *Geology*, 25(5), 419-422.
- Cázares-Hernández, F., 2006, Origen del freatomagmatismo basáltico alcalino asociado al Cráter El Elegante, Campo Volcánico El Pinacate, Sonora, México: *Hermosillo, Sonora, México*, Universidad de Sonora, Departamento de Geología, tesis licenciatura, 88 p.

- Cázares-Hernández, F., Paz-Moreno, F.A., Demant, A., 2006, Geoquímica de las lavas asociadas al evento freatomagmático Cuaternario del Cráter el Elegante, Campo Volcánico el Pinacate, Sonora, México: XVI Congreso Nacional de Geoquímica, Mérida, Yucatán, 4 al 8 de Septiembre de 2006, 12(1), 24-26.
- Cázares-Hernández, F., Vidal-Solano, J.R., 2007, análisis digital de imágenes en la caracterización granulométrica de los depósitos de oleadas piroclásticas del Cráter el Elegante, Campo Volcánico el Pinacate, Sonora, México: Reunión Anual 2007 de la Unión Geofísica Mexicana, Puerto Vallarta, Jalisco, 29 Octubre al 02 de Noviembre de 2007, 27(1), 128-129.
- Chernov, V., Paz-Moreno, F.A., Piters, T.M., Barboza-Flores, M., 2006, Optical absorption, TL and IRSL of basic plagioclase megacrysts from the Pinacate (Sonora, Mexico) Quaternary alkali volcanic: Radiation Protection Dosimetry, 119(1-4), 233-237.
- Cochemé, J.-J., 1985, Le magmatisme dans le Nord-Ouest de Mexique – cartographie de la région de Yécora-Maicoba-Mulatos – illustration magmatique de la fin d'un régime en subduction et du passage á un régime distensif: Thèse Doct. Etat Univ. Aix-Marseille III, 209 p.
- Condit, C., Crumpler, L., Aubele, J., Elston, W., 1989, Patterns of volcanism along the southern margin of the Colorado Plateau: The Springerville field; *Journal of Geophysical Research*, 94, 7975-7986.
- Cortés, J.A., Wilson, M., Condliffe, E., Francalanci, L., 2006, The occurrence of forsterite and highly oxidizing conditions in basaltic lavas from Stromboli volcano, Italy: *Journal of Petrology*, 47(7), 1345-1373.
- Crowe, B.M., Fisher, R.V., 1973, Sedimentary structures in base-surge deposits with special reference to cross-bedding, Ubehebe Craters, Death Valley, California: *Geological Society of America Bulletin*, 84, 663-682.
- Damon, P.E., Long, A., Sigalove, J.J., 1963, Arizona radiocarbon dates IV: *Radiocarbon*, vol. 5, 283-301.
- Dellino, P., La Volpe, L., 2000, Structures and grain size distribution in surge deposits as a tool for modelling the dynamics of dilute pyroclastic density currents at La Fossa di Vulcano (Aeolian Islands, Italy): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 96, 57-78.
- Donaldson, C.H., 1976, An experimental investigation of olivine morphology: *Contributions to mineralogy and Petrology*, 57, 187-213.
- Donnelly, M.F., 1974, Geology of the Sierra del Pinacate volcanic field, northern Sonora, Mexico, and southern Arizona U.S.A.: Stanford, California, U.S.A., Stanford University, tesis doctoral, 722 p.
- Elston, E.E., Wohletz, K.H., 1987, Quaternary basalt fields of west-central New Mexico: McCarty's pahoehoe flow, Zuni Canyon aa flow, Zuni ice cave, Bandera crater, and Zuni Salt Lake maar; *Geological Society of America Centennial Field Guide, Rocky Mountain Section*, 2, 431-436.
- Evans, S.H., Nash, W.P., 1979, Petrogenesis of xenolith-bearing basalts from southeastern Arizona; *American Mineralogist*, 64, 249-267.
- Farmer, G.L., 2003, Continental basaltic rocks: *Treatise on Geochemistry, Volumen 3*, Elsevier, 85-121.
- Faure, F., Schiano, P., Trolliard, G., Nicollet, C., Soulestin, B., 2007, Textural evolution of polyhedral olivine experiencing rapid cooling rates: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 153, 405-416.
- Faure, F., Trolliard, G., Nicollet, C., Montel, J.-M., 2003, A developmental model of olivine morphology as a function of the cooling rate and the degree of undercooling: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 145, 251-263.
- Fisher, R.V., 1961, Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks: *Geological Society of America Bulletin*, 72, 1409-1414.
- Fisher, R.V., 1977, Erosion by volcanic base-surge density currents - U-shaped channels: *Geological Society of America Bulletin*, 88, 1287-1297.
- Fisher, R.V., 1979, Models for pyroclastic surges and pyroclastic flows: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 6, 305-318.
- Fisher, R.V., Schmincke, H.U., 1984, *Pyroclastic rocks*: Berlin, Alemania, Springer-Verlag, 472 p.
- Francis, P.W., 1993, *Volcanoes: a Planetary perspective*; Oxford University Press, 443 p.
- Freda, C., Gaeta, M., Karner, D.B., Fabrizio, M., Renne, P.R., Taddeucci, J., Scarlato, P., Christiansen, J.N., Dallai, L., 2006, Eruptive history and petrologic evolution of the Albano multiple maar (Alban Hills, Central Italy): *Bulletin of Volcanology*, 68, 567-591.
- Freundt, A., Schmincke, H.U., 1985, Hierarchy of facies of pyroclastic flow deposits generated by Laacher See-type eruptions: *Geology*, 13, 278-281.

- Gaillard, F., Scaillet, B., Pichavant, M., 2002, Kinetics of iron oxidation-reduction in hydrous silicic melts; *American Mineralogist*, 87, 829-837.
- Gençaliolu-Kuşcu, G., Atilla, C., Cas, R.A.F., Kuşcu, I., 2006, Base surge deposits, eruption history, and depositional processes of a wet phreatomagmatic volcano in Central Anatolia (Cora Maar): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 159(1-3), 198-209.
- Geshi, N., 2005, Structural development of dike swarms controlled by the change of magma supply rate: the cone sheets and parallel dike swarms of the Miocene Otoge igneous complex, Central Japan: *Journal Of Volcanology and Geothermal Research*, 141, 267-281.
- Groove, T.L., 2000, Origin of magmas, en: H. Sigurdsson, *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, San Diego, 133-147.
- Gutiérrez-Anguamea, G.A., 2006, Petrogénesis ígneo-metamórfica y geomorfología de la porción meridional de la región de El Pinacate, Sonora, México: Hermosillo, Sonora, México, Universidad de Sonora, Departamento de Geología, tesis licenciatura, 70 p.
- Gutmann, J.T., 1972, Eruptive history and petrology of Crater Elegante, Sonora, Mexico: Stanford, California, U.S.A., Stanford University, tesis doctoral, 235 p.
- Gutmann, J.T., 1974, Tubular voids within labradorite phenocrysts from Sonora, Mexico: *American Mineralogist*, vol. 59, 666-672.
- Gutmann, J.T., 1976, Geology of Crater Elegante, Sonora, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 87, 1718-1729.
- Gutmann, J.T., 1977, Textures and genesis of phenocrysts and megacrysts in basaltic lavas from the Pinacate Volcanic Field: *American Journal of Science*, vol. 277, 833-861.
- Gutmann, J.T., 1979, Structure and eruptive cycles of cinder cones in the Pinacate Volcanic Field and controls on strombolian activity: *Journal of Geology*, vol. 87, 448-454.
- Gutmann, J.T., 1986, Origin of four- and five-phase ultramafic xenoliths from Sonora, Mexico: *American Mineralogist*, 71, 1076-1084.
- Gutmann, J.T., 2002, Strombolian and effusive activity as precursors to phreatomagmatism - eruptive sequence at maars of the Pinacate volcanic field, Sonora, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 113(1-2), 345-356.
- Gutmann, J.T., Martin, R.F., 1976, Crystal chemistry, unit cell dimensions, and structural state of labradorite megacrysts from Sonora, Mexico: *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, vol. 56, 55-64.
- Gutmann, J.T., Sheridan, M.F., 1978, Geology of the Pinacate Volcanic Field with Field Trip Guide, en: Pewe, T. y Burt, R. (eds.), *Guidebook to Geology of Central Arizona*, Arizona Bureau of Geology and Mineral Technology Special Paper 2, 47-60.
- Gutmann, J.T., Turrin, B.D., 2006, The age of Crater Elegante, a maar in the Pinacate Volcanic Field, Sonora, Mexico: *GSA Rocky Mountain Section – 58<sup>th</sup> annual meeting*, 14(3).
- Gutmann, J.T., Turrin, B.D., Dohrenwend, J.C., 2000, Basaltic rocks from the Pinacate Volcanic Field yield notably young  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages: *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, 81(4), 33-37.
- Hawkesworth, C., George, R., Turner, S., Zellmer, G., 2004, Time scales of magmatic processes: *Earth and Planetary Science Letters*, 218, 1-16.
- Heiken, G.H., 1971, Tuff rings: examples from the Fort Rock-Christmas Lake Valley Basin, South-Central Oregon: *Journal of Geophysical Research*, 76(23), 5615-5626.
- Heiken, G.H., Wohletz, K.H., 1987, Tephra deposits associated with silicic domes and lava flows: *Geological Society of America, Special Paper 212*, 55-76.
- Hibbard, M.J., 1995, *Petrography to petrogenesis: Mackay School of Mines, University of Nevada, Reno*, Prentice Hall, 587 p.
- Hoefs, J., 2009, *Stable isotope geochemistry: Springer-Verlag, Berlin Heidelberg*, 6ta Edición, 285 p.
- Houghton, B.F., Smith, R.T., 1993, Recycling of magmatic clast during explosive eruptions - estimating the true juvenile content of phreatomagmatic volcanic deposits: *Bulletin of Volcanology*, 55, 414-420.
- Humphreys, E.R., Niu, Y., 2009, On the composition of ocean island basalts (OIB) – the effects of lithospheric thickness variation and mantle metasomatism: *Lithos*, 112, 118-136.

- Ingram, R.L., 1954, Terminology for the thickness of stratification and parting units in sedimentary rocks: Geological Society of America Bulletin, 65, 937-938.
- Inman, D.L., 1952, Measures of describing the size distribution of sediments: Journal of Sedimentary Petrology, 22, 125-145.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: Canadian Journal of Earth Sciences, 8, 523-548.
- Ishibashi, H., Sato, H., 2007, Viscosity measurements of subliquidus magmas – alkali olivine basalt from the Higashi-Matsuura district, Southwest Japan: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 160, 223-238.
- Ives, R.L., 1956, Age of Cerro Colorado crater, Pinacate, Sonora, Mexico: American Geophysical Union, 37(2), 221-223.
- Jahns, R.H., 1959, Collapse depressions of the Pinacate Volcanic Field, Sonora, Mexico: Arizona Geological Society, Southern Arizona Guidebook 2, 165-184.
- Jones, B.F., Deocampo, D.M., 2003, Geochemistry of saline lakes: Treatise on Geochemistry, Elsevier, Amsterdam, 5, 393-424.
- Kehew, A.E., 2001, Applied chemical hydrogeology: Prentice Hall, New Jersey, 368 p.
- Kneller, B.C., Branney, M.J., 1995, Sustained high-density turbidity currents and the deposition of thick massive sands: Sedimentology, 42, 607-616.
- Kokelaar, P., 1986, Magma-water interactions in subaqueous and emergent basaltic volcanism: Bulletin of Volcanology, 48, 275-289.
- Kuno, H., 1965, Fractionation trends of basaltic magmas in lava flows: Journal of Petrology, 6(2), 302-321.
- Kühn, M., 2004, Reactive flow modeling of hydrothermal systems: Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 226 p.
- Kunze, A.G., 2006, A geographic information system for the Pinacate Volcanic Field of Sonora, Mexico and examples of some applications: Tesis Maestría, California State University, Fresno, California.
- Kress, V.C., Charmichael, I.S.E., 1988, Stoichiometry of the iron oxidation reaction in silicate melts; American Mineralogist, 73, 1267-1274.
- Lajoie, J., Lanzafame, G., Rossi, P.L., Tranne, C.A., 1992, Lateral facies variation in hydromagmatic pyroclastic deposits at Linosa, Italy: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 54, 135-143.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zaneltin, B., 1986, A Chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica system: Journal Of Petrology, 27(3), 745-750.
- LeMaitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R., Zanettin, B., 2002, A Classification of igneous rocks and glossary of terms – recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks: Oxford, U.K., Blackwell Scientific Publications, 236 p.
- Lorenz, V., 1970, Some aspects of the eruption mechanism of the Big Hole Maar, Central Oregon: Geological Society of America Bulletin, 81, 1823-1830.
- Lorenz, V., 1973, On the formation of maars: Bulletin of Volcanology, 37(2), 183-204.
- Lorenz, V., 1974, Vesiculated tuffs and associated features: Sedimentology, 21, 273-291.
- Lorenz, V., 1975, Formation of phreatomagmatic maar-diatreme volcanoes and its relevance to kimberlite diatremes: Physical Chemistry Earth, 9, 17-27.
- Lorenz, V., 1986, On the growth of maars and diatremes and its relevance to the formation of tuff rings: Bulletin of Volcanology, 48, 265-274.
- Lorenz, V., 1987, Phreatomagmatism and its relevance: Chemical Geology, 62, 149-156.
- Lorenz, V., 2007, Syn- and posteruptive hazards of maar-diatreme-volcanoes: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 159(1-3), 285-312.
- Lorenz, V., Kurszlaukis, S., 2007, Root zone processes in the phreatomagmatic pipe emplacement model and consequences for the evolution of maar-diatreme volcanoes: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 159(1-3), 4-32.
- Lutz, T.M., Gutmann, J.T., 1995, An improved method for determining and characterizing alignments of pointlike features and its implications for the Pinacate Volcanic Field, Sonora, Mexico: Journal Of Geophysical Research, 100, 17659-17670.

- Lynch, D.J., 1978, Trachytes and alkali basalts of the Pinacate Volcanic Field of Northwestern Sonora, Mexico, their ages, composition and morphologies: Geological Society of America Abstracts with Programs, 10, 115.
- Lynch, D.J., 1981a, Genesis and geochronology of alkaline volcanism in the Pinacate volcanic field, northern Sonora, Mexico: Tucson, Arizona, U.S.A., The University of Arizona, tesis doctoral, 248 p.
- Lynch, D.J., 1981b, A model for volcanism in the Pinacate Volcanic Field of northwestern Sonora, Mexico: Geological Society of America Abstracts with Programs, 13, 93.
- Lynch, D.J., 1981c, Crater Elena, a newly discovered tuff cone in the Pinacate Volcanic Field of northwestern Sonora, Mexico: Arizona-Nevada Academy of Science Journal, vol. 16, sin paginación.
- Lynch, D.J., 1982, Volcan Santa Clara, a trachyte shield volcano in the Pinacate Volcanic Field of Northwestern Sonora, Mexico: Geological Society of America Abstracts with Programs, 14(7), 552.
- Lynch, D.J., Gutmann, J.T., 1987, Volcanic structures and alkaline rocks in the Pinacate Volcanic Field of Sonora, Mexico, en: Davis, G.H., VandenDolder, E.M., (eds.), Geologic diversity of Arizona and its margins, excursions to choice areas, Arizona Bureau of Geology and Mineral Technology Special Paper 5.
- Lynch, D.J., Musselman, T.E., Gutmann, J.T., Patchett, P.J., 1993, Isotopic evidence for the origin of Cenozoic volcanic rocks in the Pinacate Volcanic Field, Northwestern Mexico: Lithos, 29, 295-302.
- Marini, L., Gambardella, B., 2005, Geochemical modeling of magmatic gas scrubbing: Annals of Geophysics, 48(4-5), 739-753.
- Marini, L., Gambardella, B., Principe, C., Arias, A., Brombach, T., Hunziker, J.C., 2002, Characterization of magmatic sulfur in the Aegean island arc by means of the  $\delta^{34}\text{S}$  values of fumarolic  $\text{H}_2\text{S}$ , elemental S, and hydrothermal gypsum from Nisyros and Milos islands; Earth and Planetary Science Letters, 200, 15-31.
- Martin, U., Németh, K., 2004, Eruptive mechanism of phreatomagmatic volcanoes from the Pinacate Volcanic Field - comparison between Crater Elegante and Cerro Colorado, Mexico, en: Németh, K., Martin, U., Goth, K., Lexa, J. (eds), Abstract Volume of the Second International Maar Conference 21-26 Sept. 2004, Lajosmizse/Kecskemet, Hungría, Occasional Papers of the Geological Institute of Hungary, 203, 75.
- McCallum, M.E., 1985, Experimental evidence for fluidization processes in breccias pipe formation: Economic Geology, 80, 1523-1543.
- McDowell, F.W., Clabaugh, S.E., 1979, Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico, en: Chapin, C.E., Elston, W.E. (eds.), Ash-flow tuffs: Boulder, Colorado, U.S.A., Geological Society of America Special Paper 180, 113-124.
- McPhie, J., Doyle, M., Allen, R., 1993, Volcanic Textures: Centre for Ore Deposits and Exploration Studies, University of Tasmania, Launceston, Tasmania, 196 p.
- Médard, E., Grove, T.L., 2007, Water in basaltic melts: effects in liquidus temperatures, olivine melt thermometry and mantle melting: Workshop on: Water in Planetary Basalts, Houston, Texas, 14-15 Nov. 2007.
- Médard, E., Grove, T.L., 2008, The effect of  $\text{H}_2\text{O}$  on the olivine liquidus of basaltic melts - experiments and thermodynamic models: Contributions to Mineralogy and Petrology, 155, 417-432.
- Middlemost, E.A.K., 1989, Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks: Chemical Geology, 77, 19-26.
- Miyabuchi, Y., Watanabe, K., Egawa, Y., 2006, Bomb-rich basaltic pyroclastic flow deposit from Nakadake, Aso Volcano, southwestern Japan: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 155(1-2), 90-103.
- Moore, J.G., 1967, Base surge in recent volcanic eruptions: Bulletin of Volcanology, 30, 337-363.
- Mora-Klepeis, G., McDowell, F.W., 2004, Late Miocene calc-alkalic volcanism in northwestern Mexico - an expression of rift or subduction-related magmatism?: Journal of South American Earth Sciences, 17, 297-310.
- Németh, K., Cronin, S.J., Charley, D., Harrison, M., Garae, E., 2006, Exploding lakes in Vanatu; surtseyan-style eruptions witnessed on Ambae Island: Episodes, 29(2), 87-93.
- Nourse, J.A., Premo, W.R., Iriondo, A., Stahl, E.R., 2005, Contrasting Proterozoic basement complexes near the truncated margin of Laurentia, northwestern Sonora-Arizona international border region, en: Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., and Steiner, M.B., (eds.): The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives, Geological Society of America Special Paper 393, 123-182.
- Ollier, C.D., 1967, Maars - their characteristics, varieties and definition: Bulletin of Volcanology, 31, 45-73.

- Ollier, C.D., Joyce, E.B., 1974, Fluidization and bedrock fragments in ejecta: *Bulletin of Volcanology*, 38(1), 115-123.
- Palacios-Fest, M.R., Park, L.E., González-Porta, J., Dix, G.R., 2003, Química de conchas de ostrácodos – una alternativa para medir la contaminación por metales en sistemas acuáticos: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 20(2), 139-153.
- Patrick, M.R., Dehn, J., Dean, K., 2004, Numerical modeling of lava flow cooling applied to the 1997 Okmok eruption - approach and analysis: *Journal of Geophysical Research*, 109, B03202.
- Paz-Moreno, F.A., Jobin, E., Demant, A., 2000, Caracterización del volcán monogenético El Prix, Campo Volcánico El Pinacate, Sonora, México: Cuarta Reunión sobre la geología del Noroeste de México y áreas adyacentes, 6-8 de Marzo de 2000, 89-90.
- Paz-Moreno, F.A., 1992, Le volcanisme mio-plio-quadernaire de l'Etat du Sonora (nord-ouest du Mexique) - évolution spatiale et chronologique; implications pétrogénétiques. Thèse Doct. Univ. Aix-Marseille III, 220 p.
- Paz-Moreno, F.A., Demant, A., Cochemé, J.-J., Dostal, J., Montigny, R., 2003b, The Quaternary Moctezuma volcanic field - a tholeiitic to alkalic volcanic episode in the central Sonoran Basin and Range Province, México, en: S.E. Johnson, S.R. Paterson, J.M. Fletcher, G.H. Girty, D.L. Kimbrough, A. Martín-Barajas, (eds.), *Tectonic evolution of northwestern México and southwestern USA*, Geological Society of America Special Paper, 374, 439-455.
- Paz-Moreno, F.A., Demant, A., Ortega-Rivera, A., 2004, El volcanismo alcalino sódico del Pleistoceno Inferior en el Campo Volcánico El Pinacate, Sonora, México: una serie de diferenciación continua de basalto a traquita, en: IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, 31 Octubre a 5 de Noviembre de 2004, 50.
- Paz-Moreno, F.A., Gutiérrez-Anguamea, G., Demant, A., Herrera-Urbina, S., 2008, El derrame Ives – basalto histórico de naturaleza transicional del Campo Volcánico El Pinacate, NO de Sonora, México, en: XVIII Congreso Nacional de Geoquímica, Hermosillo, Sonora, 18(1), 44.
- Paz-Moreno, F.A., Robles-Pasos, J., Demant, A., 2003a, Un ejemplo de evolución en la actividad hidromagmática desde freatomagmática hacia surtseyana - El Cerro Colorado, Campo volcánico El Pinacate, Sonora, México, en: XIII Congreso Nacional de Geoquímica, Juriquilla Querétaro, 9(1), 145.
- Pentecost, A., 2005, *Travertine*: Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 445 p.
- Ringwood, A.E., 1969, Composition and evolution of the upper mantle, in: *The Earth's Crust and Upper Mantle*, American Geophysical Union Monograph 13, 1-17.
- Roeder, P.L., Emslie, R.F., 1970, Olivine-liquid equilibria: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 29, 275-289.
- Rowland, S.K., Walker, G.P.L., 1990, Pahoehoe and aa in Hawaii - volumetric flow rate controls the lava structure: *Bulletin of Volcanology*, 52, 615-628.
- Scandone, R., Cashman, K.V., Malone, S.D., 2007, Magma supply, magma ascent and the style of volcanic eruptions: *Earth and Planetary Science Letters*, 253, 513-529.
- Schmincke, H.-U., 2007, The Quaternary volcanic fields of the East and West Eifel (Germany), in: J.R.R. Ritter, U.R. Christiansen (eds.), *Mantle Plumes, A Multidisciplinary Approach*, Springer-Verlag, Berlin, 241-322.
- Schmincke, H.U., Fisher, R.V., Waters, A.C., 1973, Antidune and chute and pool structures in the base surge deposits of the Laacher See area, Germany: *Sedimentology*, 20, 553-574.
- Seal, R.R., 2006, Sulfur isotope geochemistry of sulfide minerals: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 61, 633-677.
- Searle, E.J., 1964, *City of volcanoes – a geology of Auckland*: Auckland, Longman Paul, 112 p.
- Self, S., Sparks, R.S.J., 1978, Characteristics of wide-spread pyroclastic deposits formed by the interaction of silicic magma and water: *Bulletin of Volcanology*, 41(3), 1-17.
- Semken, S., 2003, Black rocks protruding up: the Navajo Volcanic Field: *New Mexico Geological Society Guidebook*, 54<sup>th</sup> Field Conference, Geology of the Zuni Plateau, 133-138.
- Shelley, D., 1993, *Igneous and metamorphic rocks under the Microscope*: Chapman & Hall, London, 445 p.
- Sheridan, M.F., 1971, Particle-size characteristics of pyroclastic tuffs: *Journal of Geophysical Research*, 76(23), 5627-5634.
- Sheridan, M.F., Wohletz, K.H., 1981, Hydrovolcanic explosions - the systematics of water-pyroclast equilibration: *Science*, 212, 1387-1389.

- Sheridan, M.F., Wohletz, K.H., 1983, Hydrovolcanism - basic considerations and review: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 17(1-4), 1-29.
- Sheridan, M.F., Wohletz, K.H., Dehn, J., 1987, Discrimination of grain-size subpopulations in pyroclastic deposits: *Geology*, 15, 367-370.
- Sillitoe, R.H., Baker, E.M., Brook, W.A., 1984, Gold deposits and hydrothermal eruptions breccias associated with a maar volcano at Wau, Papua New Guinea: *Economic Geology*, 79, 638-655.
- Sillitoe, R.H., Grauberg, G.L., Elliott, J.E., 1985, A diatreme-hosted gold deposit at Montana Tunnels, Montana: *Economic Geology*, 80, 1707-1721.
- Silver, L.T., Anderson, T.H., 1974, Possible left-lateral early to middle Mesozoic disruption of the southwestern North American Craton margin: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 6, 955.
- Smith, J.V., 2002, Structural analysis of flow-related textures in lavas: *Earth-Science Reviews*, 57, 279-297.
- Sohn, Y.K., 1996, Hydrovolcanic processes forming basaltic tuff rings and cones on Cheju Island, Korea: *Geological Society of America Bulletin*, 108(10), 1199-1211.
- Sohn, Y.K., Park, K.H., 2005, Composite tuff ring/cone complexes in Jeju Island, Korea – possible consequences of substrate collapse and vent migration: *Journal Of Volcanology and Geothermal Research*, 141, 157-175.
- Solís-Limón, M.F., 2003, Caracterización y procedencia de las dunas que bordean al Campo Volcánico El Pinacate, Sonora, México; Tesis Maestría, Departamento de Geología, UNISON, 158 p.
- Solís-Limón, M.F., Paz-Moreno, F.A., Grijalva-Noriega, F.J., 2004, Geoquímica de las arenas de las dunas que bordean al Campo Volcánico El Pinacate, NW de México: XIV Congreso Nacional de Geoquímica, Hermosillo, Sonora, 13 al 17 de Septiembre de 2004, 10(1), 88-89.
- Streckeisen, A., 1976, To each plutonic rock its proper name: *Earth Science Reviews, International Magazine for Geo-Scientists*, 12, 1-33.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts – implications for mantle composition and processes, en: A.D. Saunders, M.J. Norry (eds.), *Magmatism in the ocean basins: Geological Society of London, Special Publication No. 42*, 313-345.
- Taddeucci, J., Palladino, D.M., 2002, Particle size-density relationships in pyroclastic deposits - inferences for emplacement processes: *Bulletin of Volcanology*, 64, 273-284.
- Thode, H.G., 1991, Sulphur isotopes in nature and the environment - An overview, en: H.R. Krouse, V.A. Grinenko (eds.), *Stable Isotopes in the assessment of Natural and Anthropogenic Sulphur in the Environment*, SCOPE, John Wiley and Sons Ltd, 1-26.
- Toplis, M.J., Carroll, M.R., 1996, Differentiation of ferro-basaltic magmas under conditions to open and closed to oxygen – implications for the Skaergaard intrusion and other natural systems: *Journal of Petrology*, 37(4), 837-858.
- Valentine, G.A., 1993, Role of magma-water interactions in very large explosive eruptions: *International Seminar on Physics of Vapor Explosions*, Tomakomai, Japón, 25-29 Octubre 1993.
- Valentine, G.A., Gregg, T.K.P., 2008, Continental basaltic volcanoes: processes and problems; *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 177, 857-873.
- Vargas-Gutiérrez, V.R., 2006, El volcanismo de la Sierra Suvuk dentro del evento Neógeno Pre-Pinacate, Campo Volcánico El Pinacate, Sonora, México: Hermosillo, Sonora, México, Universidad de Sonora, Departamento de Geología, tesis licenciatura, 106 p.
- Vazquez, J.A., Ort, M.H., 2006, Facies variation of eruption units produced by the passage of single pyroclastic surge currents, Hopi Buttes volcanic field, USA: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 154(3-4), 222-236.
- Vergnolle, S., Mangan, M., 2000, Hawaiian and strombolian eruptions, en: Sigurdsson, H. (eds), *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, 447-462.
- Vernon, R.H., 2004, *A practical guide to rock microstructure*, Cambridge, 594 p.
- Vidal-Solano, J.R., 2001, Estudio petrogenético del evento volcánico Neógeno Pre-Pinacate, El Pinacate, Sonora, México: Tesis Maestría, Departamento de Geología, UNISON, 93 p.
- Vidal-Solano, J.R., 2005, Le volcanisme hyperalcalin d'âge miocène moyen du nord-ouest du Mexique (Sonora). *Minéralogie, géochimie, cadre géodynamique: Thèse Doct. Univ. Paul Cézanne (Aix-Marseille 3)*, 256 pp.
- Vidal-Solano, J.R., Demant, A., Paz-Moreno, F.A., Lapierre, H., Ortega-Rivera, M.A., Lee, J.K.W., 2008, Insight into the tectonomagmatic evolution of NW Mexico- Geochronology and petrochemistry of the Miocene

- volcanic sequences from the Pinacate area (Sonora): *Geological Society of America Bulletin*, 120(5-6), 691-708.
- Vidal-Solano, J.R., Paz-Moreno, F.A., Demant, A., (2006), Una serie pigeonítica del Mioceno medio-superior en Sonora: Marcador de la evolución magmática en el rift del Proto-Golfo de California: XVI Congreso Nacional de Geoquímica, Mérida, Yucatán, México, *Actas INAGEQ*, 12(1), 6-12
- Vona, A., Dingwell, D.B., Romano, C., Giordano, D., 2008, The subliquidus rheology of recent basaltic lavas from Stromboli: *Geophysical Research Abstracts*, 10, EGU2008-A-06759.
- Wager, L.R., Brown, G.M., Wadsworth, W.J., 1960, Types of igneous cumulates: *Journal of Petrology*, 1(1), 73-85.
- Walker, G.P.L., 1971, Grain-size characteristics of pyroclastic deposits: *Journal of Geology*, 79, 696-714.
- Walker, G.P.L., 1989, Spongy pahoehoe in Hawaii: a study of vesicle-distribution patterns in basalt and their significance: *Bulletin of Volcanology*, 51, 199-209.
- Waters, A.C., Fisher, R.V., 1971, Base surges and their deposits - Capelinhos and Taal volcanoes: *Journal of Geophysical Research*, 76(23), 5596-5614.
- White, J.D.L., 1991, Maar-diatreme phreatomagmatism at Hopi Buttes, Navajo Nation (Arizona), USA: *Bulletin of Volcanology*, 53, 239-258.
- White, J.D.L., Houghton, B.F., 2006, Primary volcanoclastic rocks: *Geology*, 34(8), 677-680.
- Wilson, M., 1993, Magmatic differentiation: *Journal of the Geological Society, London*, 150, 611-624.
- Wohletz K.H., Sheridan, M.F., 1975, Base surge deposits of Crater Elegante, Sonora, Mexico: *Journal of the Arizona Academy of Science*, 10, 44-45.
- Wohletz K.H., Sheridan, M.F., 1983, Hydrovolcanic explosions II - Evolution of basaltic tuff rings and tuff cones: *American Journal of Science*, 283, 385-413.
- Wohletz, K.H., 1983, Mechanisms of hydrovolcanic pyroclast formation - grain-size, scanning electron microscopy, and experimental studies: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 17(1-4), 31-63.
- Wohletz, K.H., 1986, Explosive magma-water interactions – Thermodynamics, explosion mechanisms and field studies: *Bulletin of Volcanology*, 48, 245-264.
- Wohletz, K.H., 1998, Pyroclastic surges and compressible two-phase flow, en: Freundt, A., Rosi, M. (eds.), *From Tephra – Modelling Physical Processes of Explosive Volcanic Eruptions*, Elsevier, Amsterdam, pp. 247-312.
- Wohletz, K.H., Heiken, G.H., 1992, *Volcanology and Geothermal Energy*: University of California Press, Berkeley, California, 432 p.
- Wohletz, K.H., Krinsley, D., 1982, Scanning electron microscope of basaltic hydromagmatic ash: Los Alamos National Laboratory Report, 43 p.
- Wohletz, K.H., McQueen, R.G., 1984, Experimental studies of hydromagmatic volcanism, en: *Explosive Volcanism - inception, evolution and hazards*: Studies in Geophysics, National Academy Press, Washington, 158-169.
- Wohletz, K.H., Sheridan, M.F., 1979, A model of pyroclastic surge, en: Chapin, C.E., Elston, W.E. (eds.), *Ash-flow tuffs*, Boulder, Colorado, U.S.A., Geological Society of America Special Paper 180, 177-194.
- Zhou, Z., Fyfe, W.S., 1989, Palagonitization of basaltic glass from DSDP site 335, Leg 37 - textures, chemical composition and mechanism of formation: *American Mineralogist*, 74, 1045-1053.
- Zieg, M.J., Lofgren, G.E., 2006, An experimental investigation of texture evolution during continuous cooling: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 154, 74-88.
- Zimanowsky, B., Wohletz, K., 2000, Physics of phreatomagmatism: *Terra Nostra*, 6, 515-523.

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura I.1. Mapa de localización del Campo Volcánico El Pinacate (CVP) y ubicación del Cráter El Elegante dentro del CVP..	4
Figura I.2. Cocientes agua/magma versus eficiencia energética de las erupciones hidrovulcánicas.	7
Figura I.3. Evolución teórica del fenómeno de interacción agua-magma.	8
Figura I.4. Distribución del volcanismo basáltico intraplaca en el NW de México y SW de Estados Unidos.	12
Figura I.5. Distribución del basamento cristalino, del volcanismo Mioceno, del volcanismo Cuaternario del CVP y de sus estructuras hidrovulcánicas	14
Figura I.6. Imagen Landsat con aplicación de filtro alfa al canal rojo que resalta la oxidación de la escoria de los conos ( <i>spatter cones</i> )	15
Figura II.1. Mapa geológico del CE y perfil esquemático A-A' viendo al suroeste distinguiendo las unidades pre- y post-Elegante de las unidades relacionadas al evento monogenético del CE	21
Figura II.2. A) Perfil estratigráfico de la columna pre-Elegante (Unidades B1 a B7)	23
Figura II.3. Nivel E2 de la Secuencia pre-Elegante	25
Figura II.4. Forma de ocurrencia de los cuerpos hipovolcánicos	27
Figura II.5. Aspecto de campo de la Unidad B7 y estructuras de ondulación que se desarrollan en el derrame	33
Figura II.6. Aspecto de campo de la Unidad B7	35
Figura II.7. Diagrama termodinámico-cualitativo de las trayectorias de cristalización estimadas para la Unidad B7	39
Figura II.8. Fragmentos de los depósitos hidrovulcánicos engullidos dentro de la Unidad B7	40
Figura II.9. Ordenamiento jerárquico en la obtención de datos estratigráficos para los depósitos hidrovulcánicos	41
Figura II.10. Perfiles estratigráficos de la Secuencia piroclástica Exterior del CE	44
Figura II.11. Ubicación de elaboración del perfil estratigráfico de la Sección Norte	45
Figura II.12. Ubicación de elaboración del perfil estratigráfico de la Sección Sur	47
Figura II.13. Comparación entre el diámetro medio y el coeficiente de clasificación ( $\sigma\phi$ vs. $Dm\phi$ ) de depósitos de origen hidrovulcánico.	48
Matriz II.1. Matriz de 5x4 que relaciona espesores de estratos individuales (modificado de: Ingram, 1954) y estratoformas principales	49
Matriz II.2. Matriz de 9x5 que relaciona las 9 combinaciones resultantes de la Matriz II.1 y la granulometría relativa de estratos individuales	49
Figura II.14. Diagrama de intensidad de facies de las Secuencias Norte y Sur de los Depósitos Exteriores del CE	50
Figura II.15. Ilustraciones de las litofacies de la Secuencia Norte	51
Figura II.16. Ilustraciones de las litofacies de la Secuencia Sur	52
Figura II.17. Ilustraciones de las litofacies de la Secuencia Sur (cont.)	53
Figura II.18. (der) Ilustraciones de las litofacies de los depósitos intermedios	54
Figura II.19. Ilustración de las litofacies de los depósitos de transición intermedios-distales	55
Figura II.20. A): Ilustración de las litofacies de los depósitos distales	56

Figura II.21. Aspecto de la Unidad 3 aproximadamente a 700 m del borde del cráter.....	56
Figura II.22. Mapa geológico detallado del interior del CE en su porción W-SW.....	61
Figura II.23. Vista SW del interior del cráter para evidenciar las características de los Depósitos Interiores.....	62
Figura II.24. Aspecto de la Unidad A de los Depósitos Interiores.....	62
Figura II.25. A) Forma típica de los fragmentos accidentales con alteración térmica + oxidación, la cual puede ser desde moderada hasta pervasiva.....	63
Figura II.26. Estructuras de depositación y zonas de mejor exposición estratigráfica principales de la Unidad B ...	64
Figura II.27. Fragmentos de sedimentos lacustres integrados a la Unidad B.....	65
Figura II.28. Sección delgada de la Unidad B.....	65
Figura II.29. Fragmentos retrabajados de conchas de organismos (gasterópodos, ostrácodos) y yeso en los horizontes re-depositados de sedimento lacustre en la Unidad B. ....	66
Figura II.30. Superficies de oxidación que separan a las sub-Unidades de la Unidad B.....	66
Figura II.31. Perfil esquemático que muestra las relaciones estratigráficas de las Unidades A y B.....	67
Figura II.32. Perfiles estratigráficos I y II de los Depósitos Interiores del CE.....	68
Figura II.33. Canales en forma de “U” presentes en la Unidad C.....	69
Figura II.34. Zoneamiento del cpx intercumulus en algunos nódulos de grano grueso.....	72
Figura II.35. Resultados de la cuantificación por áreas de los nódulos máficos.....	73
Figura II.36. Resultado del análisis por conteo de puntos de la muestra Juv-4. ....	74
Figura II.37. Diagrama triangular Pl-Px-Ol (LeMaitre et al., 1989) para clasificar a los nódulos gabróticos de la Unidad C (Depósitos Interiores).....	75
Figura II.38. Zonas de aparente fusión parcial de los nódulos y de inclusiones cristalográficamente controladas en <i>pl</i> .....	75
Figura II.39. Diagrama de sílice versus álcalis totales (Le Bas et al., 1986) de las muestras analizadas. Ampliación de la región donde se ubican los fragmentos juveniles.....	80
Figura II.40. Diagramas de variación de óxidos mayores.....	81
Figura II.41. Diagramas de tierras raras y multielementos normalizados a OIB (Sun & McDonough, 1989).....	83
Figura II.42. Comportamiento de LREE [(La/Sm) <sub>N</sub> ] y HREE [(Gd/Lu) <sub>N</sub> ] con respecto a #Mg.....	85
Figura II.43. Comparación óxidos mayores vs. #Mg, ilustrando la correlación negativa de FeO con el aumento de #Mg.....	88
Figura II.44. Valores del cociente Fe <sup>+3</sup> /Fe <sup>+2</sup> (proporción catiónica) de las muestras analizadas.....	88
Figura II.45. Comparación FeO versus Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> considerando la línea límite de oxidación derivada del balance de masas en la oxidación ferroso → férrico.....	89
Figura II.46. Vetillas de yeso asociadas con los niveles de facies laminares (A) y masivas (B).....	91
Figura II.47. Ilustración de la zona de mejor exposición estratigráfica de la secuencia lacustre.....	92
Figura II.48. Principales estructuras de deformación blanda presentes en el grupo inferior de la secuencia lacustre.....	93
Figura II.49. Estratigrafía y bioestratigrafía de la secuencia lacustre.....	94
Figura II.50. Imagen MEB que ilustra las morfologías de los ostrácodos y diatomeas (centrales).....	95

Figura II.51. Zonas de emanación hidrotermal asociadas a vetillas .....	98
Figura II.52. Fotomicrografía del travertino en la Unidad A.....	99
Figura II.53. Aspecto de zonas con alteración pervasiva asociada a los conductos fumarólicos .....	99
Figura II.54. Rangos de pH de estabilidad de compuestos de carbono inorgánico en medios acuáticos en términos de la actividad de las moléculas (modificado de: Kehew, 2001).....	105
Figura II.55. Posición estratigráfica y valores de $\delta^{34}\text{S}$ de los yesos de la Secuencia Lacustre.....	106
Figura II.56. Valores de $\delta^{34}\text{S}$ obtenidos para los yesos comparados con valores de las firmas isotópicas de las principales fuentes ígneas y fuentes evaporíticas (Seal, 2006; Thode, 1991).....	107
Figura III.1. Agrupamiento jerárquico basado en una comparación estadística multivariable utilizando PETROTYPE .....	112
Figura III.2. Variaciones en la velocidad de transporte de flujos piroclásticos fluidizados .....	115
Figura III.3. Modelo de distribución de facies que ilustra la evolución geométrica del cráter.....	117

## ÍNDICE DE LÁMINAS

Lámina II.1. Características petrográficas de la Secuencia pre-Elegante.. .....	30
Lámina II.2. Fotomicrografías de la Unidad B7.....	36
Lámina II.3. Evidencia petrográfica de los fragmentos juveniles de la Secuencia Exterior del CE, basada principalmente en olivinos. ....	59
Lámina II.4. Evidencia petrográfica de los nódulos gabróicos.....	76
Lámina II.5. Análisis semicuantitativo de la mineralogía hidrotermal .....	101
Lámina II.6. Resultados del análisis de difracción de rayos X de los sedimentos lacustres.....	102

## **ANEXOS**

II.4 **Anexo I.** Descripción petrográfica de las unidades basálticas que conforman la Secuencia pre-Elegante expuestas en las paredes internas del Norte del cráter; las unidades que no ocurren dentro del perfil estratigráfico de la zona norte del CE (Figura II.2 y Tabla II.1) son presentadas con coordenadas.

Muestra	Unidad	Mineralogía	Textura	Observaciones fenocristales	Observaciones matriz
P06-11	B7	Fenocristales <i>ol</i> ***; <i>pl</i> * Matriz <i>ol</i> ****; <i>pl</i> *** <i>cpx</i> ***; <i>ox</i> ***	- Porfírica de <i>ol</i> - Intergranular - Ofítica abigarrada	Ligeramente porfírica; Fcx y Mfcx de <i>ol</i> con formas fuertemente esqueléticas ligeramente iddingsitizadas en bordes; los cristales de <i>pl</i> son todos cx anhedrales redondeados a subredondeados con bordes de corrosión, extinción ondulante, alteración a calcita, con texturas en criba hacia los bordes de los cristales.	Holocristalina-microcristalina, ligeramente vesicular; microlitos de olivino euhedrales fuertemente iddingsitizados; microlitos de <i>pl</i> no orientados; ocurren algunos Xcx de <i>pl</i> ; presenta algunos parches de calcita en matriz.
P06-64	B6	Fenocristales <i>pl</i> ***; <i>ol</i> * <i>cpx</i> *; <i>ox</i> * Matriz <i>pl</i> ****; <i>ol</i> ** <i>cpx</i> **; <i>ox</i> *	- Porfírica de <i>pl</i> (Glomeroporfírica) - Pilotaxítica (Afieltrada) - Intergranular	Dos tipos de <i>pl</i> : euhedrales-tabulares, fracturados y glomeroporfíricos (con Mfcx de <i>ol</i> y <i>cpx</i> ) y Xcx zonados con extinción ondulante y en criba; <i>ol</i> subhedral incipientemente iddingsitizado; <i>cpx</i> ocurre euhedral y subhedral con bordes poikilíticos con óxidos; escasos cristales de <i>ox</i> que forman aglomeraciones con microlitos de <i>ol</i> de la matriz.	Merocristalina-microcristalina, ligeramente vesicular; <i>ol</i> marcadamente euhedral y tiende a formar aglomeraciones con microlitos de <i>cpx</i> y <i>ox</i> ; también ocurren Xcx de <i>pl</i> .
P06-65	B5	Fenocristales <i>pl</i> ****; <i>ol</i> ** <i>cpx</i> * Matriz <i>pl</i> ****; <i>cpx</i> *** <i>ox</i> **, <i>ol</i> *	- Porfírica (Glomeroporfírica) (Ortofírica) - Intergranular (Subofítica)	Fcx de <i>pl</i> de hasta 1.5 cm, que ocurren en tres formas: cristales tabulares euhedrales, cristales rotos y fracturados y como xenocristales; Fcx de <i>ol</i> subhedrales (algunos euhedrales) con iddingsitización incipiente, sin embargo algunos cristales redondeados muestran bordes de estabilización.	Merocristalina-microcristalina, fuertemente vesicular (vesículas esféricas, angulosas y ovoides); tamaño de grano muy heterogéneo; <i>ol</i> con iddingsitización incipiente; presencia de microcristales rotos de <i>pl</i> .
P06-66	B4	Fenocristales <i>pl</i> **, <i>ol</i> ** <i>cpx</i> * Matriz <i>pl</i> ****; <i>ol</i> *** <i>cpx</i> ***; <i>ox</i> **	- Porfírica (Glomeroporfírica) - Pilotaxítica - Ofítica abigarrada	Cristales de <i>pl</i> en dos morfologías: tabulares (fracturadas y nubladas) y Xcx; <i>ol</i> en cristales euhedrales y subhedrales con iddingsitización pervasiva y algunos cristales tienen formas ameboideas.	Holocristalina-microcristalina; microlitos euhedrales de <i>ol</i> fuertemente iddingsitizados; parches de calcita alrededor de algunos cristales de olivino o en la matriz.
P06-67	B3	Fenocristales <i>pl</i> **, <i>ol</i> * Matriz <i>pl</i> ****; <i>ol</i> *** <i>ox</i> **; <i>cpx</i> **	- Porfírica (Microporfírica) - Pilotaxítica - Intergranular	Principalmente Mfcx de <i>pl</i> y <i>ol</i> ; cristales de <i>ol</i> fuertemente iddingsitizados; los cristales de <i>pl</i> siempre tabulares y no se observan Xcx; presencia de nódulos máficos caracterizados por aglomeraciones de grano grueso de <i>pl-ol-cpx</i> , en una trama hipidiomórfica granular.	Holocristalina-microcristalina, fuertemente vesicular (vesículas angulosas y alineadas); Xcx de <i>pl</i> ; <i>ol</i> euhedrales fuertemente iddingsitizados; numerosos microlitos de óxidos acicular-ramificados.
P06-68	B2	Fenocristales <i>ol</i> **, <i>pl</i> * Matriz <i>pl</i> ****; <i>ol</i> *** <i>cpx</i> ***; <i>ox</i> **	- Porfírica - Pilotaxítica - Intergranular (Subofítica)	Principalmente Fcx y Mfcx de <i>ol</i> euhedrales iddingsitizados en los bordes; los cristales de <i>pl</i> son todos Xcx.	Merocristalina-microcristalina, ligeramente vesicular; posee xenocristales de <i>pl</i> en matriz.
P06-96	B1	Fenocristales <i>pl</i> **, <i>ol</i> * Matriz <i>pl</i> ****; <i>cpx</i> *** <i>ol</i> ** <i>ox</i> *	- Porfírica - Intergranular (Subofítica)	Los Fcx de <i>pl</i> son todos xenocristales con bordes de corrosión-recristalización (textura de criba en los bordes) y algunos con centros nublados; Fcx de <i>ol</i> son todos euhedrales sin oxidación y muy fracturados.	Holocristalina-microcristalina, moderadamente vesicular; algunos Xcx de <i>pl</i> , abundantes <i>cpx</i> + <i>ox</i> y frecuentes olivinos euhedrales perfectos.
P06-02	Dique 274337 3525353 258 m.	Fenocristales <i>pl</i> ****; <i>ol</i> *** <i>cpx</i> *** Matriz <i>pl</i> ****; <i>cpx</i> *** <i>ol</i> **	- Porfírica (Ortofírica) (Microporfírica) - Criptocristalina (Vitrofírica)	Gran abundancia de cristales rotos, fracturados y cizallados, que generan una textura porfírica y Microporfírica (similar a una seriación); Fcx de <i>cpx</i> abundantes y subhedrales; Fcx y Mfcx de <i>ol</i> siempre iddingsitizados; Fcx de <i>pl</i> muy inestables (nubladas, en criba, poikilíticas); es difícil identificar Xcx de <i>pl</i> .	Dos tipos de matriz: criptocristalina de <i>pl</i> + <i>cpx</i> ± <i>ol</i> , y una matriz vítrea con microlitos de <i>pl</i> y <i>ol</i> dispuesta en forma de parches y bandas dentro de la matriz criptocristalina; moderadamente vesicular-amigdalal.
P06-62	Alimentador 274153 3525094 270 m.	Fenocristales <i>ol</i> ** Matriz <i>pl</i> ****; <i>ol</i> *** <i>cpx</i> ***; <i>ox</i> ***	- Microfanerítica - Porfírica - Intergranular (Pilotaxítica)	Ligeramente porfírica; principalmente <i>ol</i> euhedral, sin iddingsitización, sin embargo, están presentes algunos cristales esqueléticos.	Holocristalina-microcristalina de grano fino equigranular con ligeramente vesicular; no se observaron Xcx; <i>ol</i> euhedrales y frescos.
P06-73	Alimentador 274242 3525358 181 m.	Fenocristales <i>ol</i> **, <i>pl</i> * Matriz <i>pl</i> ****; <i>cpx</i> *** <i>ol</i> ****; <i>ox</i> **	- Fanerítica - Porfírica - Intergranular - Ofítica (Poikilítica)	Ligeramente porfírica; cristales de <i>ol</i> subhedral con anillos interiores de oxidación; los cristales de <i>pl</i> son euhedrales y no se observaron Xcx.	Matriz hipidiomórfica granular; cristales de <i>ol</i> euhedrales a subhedrales ligeramente oxidados; <i>pl</i> en cristales euhedrales tabulares y como fases tardías junto con <i>cpx</i> .
P06-91	Dique 274307 3525767 265 m.	Fenocristales <i>pl</i> ****; <i>ol</i> ** <i>cpx</i> * Matriz <i>pl</i> ****; <i>cpx</i> *** <i>ox</i> ***; <i>ol</i> **	- Porfírica (Glomeroporfírica) (Ortofírica) - Intergranular (Pilotaxítica) (Afieltrada)	Los Fcx de <i>pl</i> ocurren en tres morfologías: cristales euhedrales tabulares, cristales rotos y fracturados, y Xcx redondeados a subredondeados con bordes de estabilización. Principalmente Mfcx de <i>ol</i> y <i>cpx</i> .	Vítrea-microlítica, amigdalal y fuertemente vesicular; microlitos de <i>pl</i> moderadamente orientados; parches de calcita en matriz o en algunas vesículas.
P06-07	Derrame 273298 3523991 263 m.	Fenocristales <i>ol</i> ****; <i>pl</i> *** Matriz <i>pl</i> ****; <i>cpx</i> ** <i>ol</i> *	- Porfírica - Pilotaxítica - Criptocristalina (Intergranular) (Afieltrada)	Ligeramente porfírico; cristales de <i>pl</i> son todos Xcx; Fcx y Mfcx de <i>ol</i> siempre prismáticos, euhedrales y fuertemente iddingsitizados; Se concentran mayormente en las bandas melanocráticas (ver: Matriz).	Bandeada vesicular-amigdalal en dos tipos de matriz: criptocristalina (mesocrática) de <i>pl</i> + <i>cpx</i> + <i>ox</i> ± <i>ol</i> con orientación marcada de laminillas de <i>pl</i> ; vítrea (melanocrática) con microlitos de <i>pl</i> + <i>ol</i> ; gran cantidad de calcita en matriz.
P06-30	Derrame 275614 3525513 254 m.	Fenocristales <i>pl</i> **, <i>cpx</i> ** <i>ol</i> * Matriz <i>pl</i> ****; <i>cpx</i> *** <i>ol</i> **, <i>ox</i> **	- Porfírica - Pilotaxítica (Afieltrada) - Intergranular (Ofítica abigarrada)	Ligeramente porfírica; todos sus Fcx ( <i>pl</i> y <i>cpx</i> ) con Xcx; <i>ol</i> sólo en microfenocristales. Presencia de nódulos máficos ( <i>pl-ol-cpx</i> ) con formas redondeadas.	Holocristalina-microcristalina; <i>ol</i> en pequeñas proporciones; moderadamente vesicular-amigdalal con desarrollo de calcita y arcilla en vesículas.
P06-77	Derrame 275001 3524081 259 m.	Fenocristales <i>pl</i> ****; <i>ol</i> *** <i>cpx</i> *** Matriz <i>pl</i> ****; <i>cpx</i> *** <i>ol</i> ****; <i>ox</i> **	- Porfírica (Glomeroporfírica) (Ortofírica) - Intergranular	Todos sus fenocristales tienen características de Xcx; presencia de nódulos máficos ( <i>pl-ol-cpx</i> ); <i>ol</i> en microfenocristales.	Holocristalina-Microcristalina fuertemente vesicular -amigdalal con parches de calcita en matriz.

\* Muy Escaso  
\*\* Escaso  
\*\*\* Abundante  
\*\*\*\* Muy Abundante

*ol*: olivino; *pl*: plagioclasa; *cpx*: clinopiroxeno; *ox*: óxidos Fe-Ti;  
Fcx: fenocristales; Mfcx: microfenocristales; Xcx: xenocristales  
(Textura poco desarrollada)

**Anexo II.** Descripción de los grupos estratigráficos de la Secuencia Exterior Norte; espesor promedio y en centímetros.

Grupo	Espesor	Estratificación y estructuras	Descripción de campo
<b>An (BASE)</b>	20	Estratificación media y delgada con ondulación amplia, impactos en sag.	Compuestos principalmente por niveles ricos en ceniza y niveles ricos en lapilli fino soportados por ceniza y algunos de estos intervalos son muy ricos en FTL juveniles (de hasta 75 centímetros) palagonitizados; contacto inferior con la Unidad B7 (Figura II.2).
<b>Bn</b>	20	Masivo y caótico con burdos lineamientos de sus clastos; base muy irregular.	Abundantes fragmentos cuyo tamaño varía de lapilli fino a lapilli grueso, soportado principalmente por ceniza gruesa y lapilli, con un escaso componente de ceniza fina; su contacto con el nivel inferior es gradual y muy irregular; principalmente fragmentos de basaltos y escoria. Abundantes juveniles de hasta 40-50 centímetros.
<b>Cn</b>	55	Estratos delgados a laminación gruesa, con amplias ondulaciones; algunos niveles masivos; escasos impactos en sag.	Intercalaciones de estratos ricos en ceniza y estratos ricos en FTL soportados por ceniza; contiene algunos fragmentos accidentales de $\leq 20$ cm; abundantes juveniles que ocurren con mayor frecuencia en los estratos ricos en FTL; predominan los niveles ricos en ceniza con FTL aleatorios. Contacto continuo con el nivel inferior.
<b>Dn</b>	65	Masivo sin patrones estructurales primarios claramente definidos; incipiente gradación simétrica; inversa a normal.	Granulometría muy heterométrica y ocasionales bloques de impacto de hasta 2 m (angulosos); soportados por ceniza gruesa y lapilli también anguloso; su límite inferior es turbulento-irregular con el nivel Cn; matriz ligeramente gradada de soportado por ceniza gruesa en la base a soportado por lapilli en la parte central y de nuevo soportado en matriz fina en la parte superior; abundantes juveniles de 20-30 centímetros.
<b>En</b>	140	Estratificación delgada a mediana, ondulant a ligeramente planares; algunos niveles con estratificación cruzada.	Intercalación de niveles ricos en ceniza y niveles ricos en FTL; los niveles ricos en FTL son más abundantes en la parte inferior, y todos los niveles aumentan su espesor hacia la parte superior. Ocasionalmente ocurren niveles con estratificación cruzada con una granulometría rica en FTL, soportados por ceniza gruesa; ocasionales fragmentos juveniles.
<b>Fn</b>	140	Masivo sin ondulaciones; ocasionales bloques sin deformación.	Principalmente compuesto de ceniza con algunos fragmentos de lapilli diseminados aleatoriamente, fuertemente consolidado y compactado; ocurren algunos bloques líticos accidentales con tamaños entre 5 y 10 cm y escasos de hasta ~1 metro, que no muestran evidencia de impacto o deformación plástica.
<b>Gn</b>	5	Estratos medios masivos y bien definidos; ligeramente ondulantes.	Estructural y granulométricamente similar a su inferior (Fn), solo que dispuesto en estratos medios.
<b>Hn</b>	25	Masivo con algunos niveles gruesamente laminados con ondulaciones (apenas perceptibles).	Principalmente compuesto de ceniza con aspecto similar al nivel Fn, solo que ocurren muy escasos fragmentos líticos accidentales, y con tamaños entre 5 – 10 cm, que no causan deformación plástica en los depósitos.
<b>In</b>	20	Estratos delgados intercalados con estratos gruesamente laminados; planares; abundantes impactos en su base de bloques pequeños y FTL.	Niveles ricos en ceniza intercalados con niveles ricos en FTL soportados por ceniza (dominantes); los abundantes impactos en 'sag' principalmente están en su parte basal que provocan una deformación plástica a este nivel y a su inferior (Hn) con el cual tiene contacto difuso y muy irregular; abundantes juveniles tamaño lapilli.
<b>Jn</b>	45	Estratificación delgada a laminar con ondulaciones bien marcadas y definidas; incipiente estratificación cruzada; escasos impactos.	Grupo de niveles conformados principalmente por niveles ricos en ceniza bien estratificados y fácilmente deleznable intercalados con niveles ligeramente ricos en FTL con fragmentos juveniles soportados por ceniza.
<b>Kn</b>	130	Niveles masivos medianamente estratificados y niveles con estratificación delgada y ondulante; incipiente estratificación cruzada.	Niveles ricos en ceniza intercalados con niveles ligeramente ricos en lapilli y lapilli fino soportados por ceniza (estratificados y ondulantes); poseen ondulaciones de gran amplitud; no se observan juveniles en FTL (abundante ceniza fina de aspecto blanquecino y fracturas ortogonales). Posee un contacto gradual con su nivel inferior y su nivel superior.
<b>Ln</b>	90	Masivo con laminaciones gruesas internas; abundantes ondulaciones e impactos.	Nivel granulométricamente homogéneo (principalmente ceniza) con escasos FTL distribuidos de forma aleatoria; ondulaciones de gran amplitud y algunos impactos de bloques de aproximadamente 30 – 40 cm; fuerte deformación plástica de este nivel y su inferior.
<b>Mn</b>	20	Planar sin estratificación interna definida; ligera gradación inversa; fuertemente continuo.	Nivel granulométricamente homogéneo y bien distribuido de FTL, soportado por ceniza; su contacto inferior es difuso con el nivel Ln; escasos fragmentos de lapilli fino juvenil.
<b>Nn</b>	30	Masivo sin estructuras internas definidas; fuertemente continuo.	Nivel de aspecto brechoide rico en lapilli grueso y bloques accidentales muy angulosos soportados por lapilli y menor ceniza; contactos inferior y superior son graduales; organización caótica.
<b>On</b>	130	Estratificación delgada con niveles masivos y niveles gruesamente laminados; principalmente planar y escasa estratificación cruzada.	Intercalación rítmica de niveles compuestos de principalmente de FTL y niveles ricos en ceniza (probablemente ceniza gruesa), donde los niveles compuestos por ceniza fina son despreciables; los estratos poseen ondulación amplia y dominan los niveles ricos en FTL.
<b>Pn</b>	15	Masivo y con laminaciones internas; principalmente planar; fuertemente continuo.	Nivel masivo-laminar compuesto principalmente de ceniza, sin embargo, sus laminaciones se definen claramente por estar compuestas de FTL, además posee lapilli que se ve intensamente palagonitizado.
<b>Qn</b>	210	Estratificación principalmente planar de estratos delgados y medianos; estratificación ondulante de poca amplitud; incipiente estratificación cruzada.	Niveles con una continua intercalación de estratos delgados y medianos ricos en FTL y además poseen una marcada ondulación y con impactos esporádicos de bloques no muy grandes (10 – 15 cm); los contactos entre muchos de estos niveles con continuos o graduales.
<b>Rn</b>	85	Principalmente masivo con desarrollo interno de estratos gruesamente laminados y estratos delgados con incipiente estratificación cruzada.	De aspecto brechoide con laminaciones internas, formado principalmente por FTL y soportado en por ceniza gruesa y lapilli fino; algunos FTL están fuertemente palagonitizados (fragmentos pequeños de 1 – 4 cm), muchos de ellos poseen aspecto de bomba en huso con núcleos líticos principalmente $\beta$ ; no posee impactos.
<b>Sn</b>	715	Planares, con ondulaciones de poca amplitud, en estratos delgados algunos internamente laminados; escasos impactos.	Intercalaciones de niveles ricos en FTL y niveles ricos en ceniza; poseen bloques de impacto esporádicos no muy grandes (10 – 15 cm); los niveles ricos en FTL poseen una gran cantidad de juveniles pequeños (< 5 cm) con núcleos líticos principalmente $\beta$ .
<b>Tn</b>	450	Estratos delgados y laminaciones ondulantes y con estratificación cruzada (laminares), y estratos planares a masivos; impactos esporádicos.	Muy similares en estructura al nivel Sn sólo que con ondulaciones más pronunciadas, y los niveles ricos en FTL son mucho menos abundantes y ligeramente más finos (quizá, lapilli fino a ceniza gruesa); mayormente se componen de intercalaciones de niveles ricos en ceniza con ocasionales bloques de impacto (5-10 cm). En los niveles granulométricamente más gruesos existe una proporción considerable de fragmentos de lapilli templados y palagonitizados.
<b>Un</b>	500	Estratos delgados y planares ligeramente ondulantes; impactos casi ausentes; estratificación cruzada incipiente.	Continuación de los niveles ricos en ceniza estructuralmente homólogos con Tn, sin embargo, aumenta ligeramente la proporción de niveles ricos en FTL, pero la cantidad de lapilli palagonitizado o fragmentos juveniles decrece. No se ven grandes cantidades de bloques de impacto como se había venido viendo.
<b>Vn (CIMA)</b>	1120	Estratificación delgada a mediana; algunos niveles masivos con laminaciones gruesas internas; ondulaciones de gran amplitud y abundante estratificación cruzada.	Niveles principalmente formados por intercalaciones de niveles ricos en ceniza y niveles compuestos por FTL soportados por una matriz de ceniza fina; se caracterizan por formar intensas intercalaciones; algunos niveles muestran bloques de impacto decimétricos que causan deformación plástica; no se observan juveniles FTL, pero sí pequeñas bombas muy esporádicas.

Espesor en centímetros

FTL: fragmentos tamaño lapilli

Anexo III. Descripción de los grupos estratigráficos de la Secuencia Exterior Sur; espesor promedio y en centímetros.

Grupo	Espesor	Estratificación y estructuras	Descripción
<b>As (BASE)</b>	160	Estratificación delgada a media; ondulación incipiente a ausente, escasos impactos en sag.	Niveles compuestos por lapilli fino a grueso soportado por ceniza gruesa; algunos intervalos son muy ricos en FTL soportados por ellos mismos y con escasos fragmentos palagonitizados (juveniles?); escasos niveles laminados ricos en ceniza; contactos muy difusos entre niveles.
<b>Bs</b>	110	Abundantes estructuras internas, fuertes ondulaciones con estratificación cruzada, impactos en sag con poca deformación.	Niveles ricos en ceniza interestratificados con abundantes niveles ricos en FTL fino a grueso; su contacto con el nivel inferior es gradual en algunas zonas; posee algunos clastos de impacto que no generan gran deformación plástica; abundantes juveniles (frag. palagonitizados) tamaño lapilli.
<b>Cs</b>	75	Estratos medios a gruesos ligeramente planares con espesor constante sin ondulaciones ni estratificación cruzada.	Niveles ricos en ceniza masivos (predominantes) interestratificados con niveles ricos en FTL con laminación planar interna; posee algunos bloques esporádicos de $\sim \leq 20$ cm; los fragmentos juveniles (palagonitizados) son de tamaño lapilli a lapilli fino y ocurren con mayor frecuencia en los estratos ricos en FTL
<b>Ds</b>	125	Estratos delgados a laminaciones gruesas y niveles masivos (FTL) con acuñaamiento de estratos; abundantes ondulaciones y estratificación cruzada.	Intercalación de niveles ricos en ceniza con niveles ricos en lapilli con abundantes estructuras internas que acuñan e interrumpen niveles entre sí; su límite inferior es difuso; no se observan lavas juveniles ni fragmentos templados; existe una ligera gradación en la matriz de soportado que varía de soportado por ceniza en la base a soportado por lapilli en la parte central y de nuevo soportado en ceniza en la parte superior (apenas perceptible).
<b>Es</b>	46	Masivo de aspecto brechoide, sin estructuras internas (laminaciones y ondulaciones).	Principalmente contiene FTL soportados por clastos (FTL fino a ceniza gruesa), y ocasionalmente ocurren zonas donde la ceniza muestra estar soportando los clastos; en general, mal clasificado; abundantes juveniles y ocasionales clastos de 15-20 cm; muestra continuidad con el nivel superior Fs.
<b>Fs</b>	450	Laminaciones gruesas y estratos delgados y medios con amplias ondulaciones e incipiente estratificación cruzada; escasos impactos en sag.	Abundantes intercalaciones de niveles delgados ricos en ceniza y niveles medios ricos en FTL; abundantes estructuras que acuñan la mayoría de los niveles; en los niveles granulométricamente más gruesos ocurren abundantes fragmentos juveniles de hasta 10-15 cm. Algunos impactos de bloques de hasta 40 cm.
<b>Gs</b>	125	Laminaciones gruesas (ondulantes) y estratos delgados con abundantes ondulaciones muy cerradas.	Nivel delgado composicionalmente y granulométricamente muy similar a Fs, sin embargo, posee una disposición en niveles delgadamente estratificados y con una mayor ondulación; los niveles ricos en FTL tienen espesores muy continuos, poco ondulantes y ricos en juveniles; contacto erosivo en su parte superior (nivel Hs) y continuo con Fs.
<b>Hs</b>	105	Masivo con incipientes estructuras internas (estratificación incipiente y ondulación ausente).	Principalmente masivo, moderadamente consolidado; niveles moderadamente bien clasificados compuestos en su mayoría por lapilli incipientemente estratificado y soportado en algunas porciones por ceniza; ocurren algunos bloques líticos accidentales con tamaños entre 5 – 10 cm.
<b>Is</b>	24	Planar en estratos delgados con incipientes estructuras internas, base irregular rica en impactos caóticos.	Principalmente mal clasificado a la base (ceniza y bloques) y moderado a la cima (ceniza y lapilli); gradación normal en clastos; no ocurren juveniles, y presenta una continuidad con el nivel Hs
<b>Js</b>	15	Masivo con incipientes estructuras internas.	Físicamente <i>idem</i> que el nivel Hs pero estratos más delgados; presenta continuidad con el nivel Ks.
<b>Ks</b>	25	Planar en estratos delgados con incipientes estructuras internas; centro irregular y muy caótico.	Físicamente <i>idem</i> que el nivel Is; muestra una gradación simétrica inversa a normal y no muestra continuidad con el nivel superior (Ls).
<b>Ls</b>	10	Principalmente masivo con ligeras laminaciones delgadas; amplias ondulaciones poco marcadas.	Nivel principalmente rico en ceniza con escasos FTL fino aleatorios; no se observan juveniles; muestra una continuidad con el nivel superior.
<b>Ms</b>	115	Estratos medios a gruesos con algunas ondulaciones amplias y estratificación cruzada incipiente; gradación inversa.	Compuesto por dos niveles principales: uno inferior rico en ceniza con algunos clastos FTL, estratificación cruzada poco desarrollada que gradualmente varía a un nivel mal clasificado con una matriz de grano más grueso y con una incipiente gradación simétrica inversa a normal; no se observan juveniles ambos niveles y la presencia de ceniza disminuye en la parte central del nivel superior; bloques de hasta 40 cm sin gran deformación plástica.
<b>Ns</b>	55	Estratos medios a delgados con escasas laminaciones; impactos con moderada deformación plástica.	Niveles bien definidos granulométricamente muy homogéneos con escasos FTL heterogéneamente distribuidos; curren algunos bloques de impacto de hasta 30 cm que ocasionan ligera a moderada ondulación; no se observan juveniles; muestra una ligera continuidad con el nivel Os.
<b>Os</b>	65	Masivo de aspecto brechoide, sin estructuras internas, sin gradación en bloques y en matriz.	Nivel brechoide de aspecto sedimentario cuyos límites inferior y superior no se definen claramente; no se observa ninguna estructura interna fuera de una burda estratificación en su parte basal (continuidad con Ns), además ocurre muy caótico; no se observan juveniles; fragmentos angulosos que van de lapilli a bloques.
<b>Ps</b>	35	Estratos delgados a medios con escasas laminaciones; ondulaciones con estratificación cruzada.	Nivel granulométricamente similar al nivel Ns, pero con estratos más delgados y en este nivel están ausentes los bloques de impacto; fragmentos juveniles FTL fuertemente palagonitizados en los bordes.
<b>Qs</b>	30	Masivo con gradación simétrica normal a inversa; presencia de bloques pero sin evidencia de impacto.	Nivel granulométricamente muy heterogéneo dividido en tres partes: una parte basal principalmente compuesto por ceniza masiva sin estratificación interna que varía gradualmente a un nivel central rico en lapilli soportado por ceniza y en la parte superior un nivel similar a la base; no se observan juveniles y su base es ligeramente irregular.
<b>Rs</b>	95	Estratos planares con ligeras ondulaciones y estratos masivos no laminados, bloques de impacto con ligera deformación.	Estratos muy homogéneos de espesor separados en grupos granulométricos bien definidos en su disposición: niveles masivos ricos en ceniza y niveles ricos en lapilli (ligeramente soportados por ceniza) conteniendo algunos bloques de no más de 15-20 cm; ambos niveles están intercalados en una trama rítmica; sus límites inferior y superior están bien definidos y son consistentes con los niveles Qs y Ss, respectivamente.
<b>Ss</b>	110	Masivo con ligeras laminaciones ondulantes poco desarrolladas; escasos impactos en sag con fuerte deformación.	Nivel principalmente masivo con escasos FTL distribuidos aleatoriamente; aspecto homogéneo con escasos bloques de impacto sin patrón de distribución visible; no se observan fragmentos juveniles y posee continuidad con el nivel Ts.
<b>Ts</b>	480	Estratos masivos intercalados con estratos planares con ondulaciones internas y estratos con laminaciones gruesas; ocasionales impactos con poca deformación.	Intercalación no rítmica de estratos de tres tipos: niveles masivos ricos en lapilli soportado por ceniza; niveles ricos en ceniza masivos (sin estructura interna); y niveles ricos en ceniza y escasos FTL, con abundantes ondulaciones e incipiente estratificación cruzada; ocasionalmente se observan fragmentos juveniles con escasa palagonitización; ocasionales bloques de impacto de poco tamaño (máx. 10 cm).
<b>Us</b>	200	Estratos masivos medios intercalados con estratos planares ligeramente ondulantes; escasos impactos.	Composicionalmente muy similar al nivel Ts, pero la proporción de estratos planares ricos en lapilli es baja, mientras que la cantidad de niveles ricos en ceniza es dominante; ocurren muy escasos bloques de impacto y de poco tamaño; ocurren algunos juveniles de tamaño lapilli.
<b>Vs (CIMA)</b>	510	Estratos delgados a estratos gruesos, ondulaciones amplias e incipiente estratificación cruzada; escasos impactos con incipiente deformación.	Composicionalmente similar al nivel Ts, sin embargo la proporción se homogeniza entre los tres tipos de estratos, ocurriendo en una proporción similar; los bloques de impacto prácticamente están ausentes.

Anexo IV. Descripción de los grupos estratigráficos de los perfiles estratigráficos I y II de los Depósitos Interiores del CE; espesor promedio y en centímetros.

Grupo	Espesor	Estratificación y estructuras	Descripción
<b>Perfil I</b>			
A1	*35	Masivo en estratos medios y sin estructuras de ondulación; fracturamiento ortogonal al nivel.	Granulométricamente muy homogéneo con ceniza fina a ceniza gruesa como componentes con un grado de compactación considerable; presenta un intenso fracturamiento con patrones ortogonales a la estratificación; su base no está expuesta y su contacto superior es ondulado y abrupto con el nivel A2.
A2	52	Estratos medios con ondulaciones amplias; no se observan estructuras internas.	Dispuesto en dos tipos de niveles: ricos en lapilli fino ligeramente ondulares, y niveles masivos ricos en lapilli con ocasionales bloques; ambos niveles con heterogranulares entre sí y no muestran gradación ente sí.
A3	45	En estratos delgados a medios planares con incipientes ondulaciones; estratos poco definidos.	Compuestos principalmente por ceniza gruesa a lapilli fino; se caracterizan por no poseer intercalación rítmica visible ni gradación de niveles de distinta granulometría; ocurre en niveles muy delzables y que no contienen fragmentos granulométricamente mayores; están débilmente compactados.
A4	20	Nivel individual en estratos delgados a medios ondulares con estructuras de deformación blanda.	Nivel formado principalmente por lapilli a lapilli fino con una moderada matriz de ceniza, y que además posee algunos fragmentos de lapilli grueso y escasos bloques de unos ~10 cm; grado de compactación considerable; contacto inferior bien definido, granulométricamente contrastante y contacto superior ligeramente gradual con el nivel A5.
A5	25	Niveles delgados a medios planares con ligeras y amplias ondulaciones; gradación normal apenas perceptible.	Grupo de niveles dispuestos en dos tipos principales: niveles formados por ceniza fina con un grado de compactación muy bajo y sin fragmentos con tamaños de grano mayores, y niveles ricos en lapilli fino con algunos fragmentos redondeados granulométricamente mayores y que presentan gradación normal de tal forma que forman un contacto gradual con los niveles finos.
A6	35	Laminaciones finas a estratos medios, planares y ondulares con gradación normal a escala milimétrica.	Grupo de niveles ricos en carbonatos compuestos principalmente por ceniza y escasas laminaciones finas y ondulares de lapilli fino que presentan gradación normal con los niveles finos; los niveles finos muestran evidencia de disolución y reprecipitación <i>in situ</i> de carbonatos.
A7	5	Nivel individual en estratos delgados masivos y planares con algunas estructuras de deformación blanda.	Compuesto principalmente por lapilli a lapilli fino, posee contactos graduales con sus niveles superior e inferior; posee un espesor muy constante pero en algunas zonas cambia su espesor principalmente por influencia del nivel A8.
A8	25	Masivo y caótico con gradación simétrica inversa a normal.	Nivel individual integrado por lapilli grueso y ocasionales bloques soportados por una matriz de lapilli y lapilli fino, cuyo contacto superior es transicional con los niveles del Grupo A9; moderada a fuerte consolidación.
A9	20	Estratos delgados a medios planares con ligeras y amplias ondulaciones; gradación normal en algunos niveles.	Grupo formado por una sucesión de niveles que muestran gradación normal en su granulometría: son ricos en lapilli en el piso del nivel y ricos en ceniza fina poco consolidada en el techo. Algunos de los niveles se acuñan o se ven interrumpidos y los niveles localizados encima y debajo se ponen en contacto.
A10	15	Estratos masivos con laminaciones internas gruesas a finas, ligeramente ondulares.	Niveles ricos en lapilli con una matriz fina apenas visible; estos niveles poseen estructuras internas que poseen gradación normal poco apreciable. Espesores muy constantes. El contacto superior con el Grupo A11 es continuo y sin superficies de erosión.
A11	**1190	Laminaciones gruesas a estratos gruesos, masivos con abundantes estructuras internas, fuertes y abundantes ondulaciones, abruptas variaciones de espesor, estratificación cruzada y varios tipos de gradaciones granulométricas.	Grupo de niveles caracterizados por su granulometría formada enteramente por lapilli sin matriz fina y fuertemente consolidado, además se caracteriza por ser composicionalmente muy homogéneo, estar interestratificado con delgados y ondulares niveles de arcilla no consolidada con fragmentos de organismos (ostrácodos y gasterópodos) y fragmentos de yeso en rosetas. Fueron reconocidos tres subgrupos con las mismas características pero separados por superficies de discontinuidad con contactos erosionales y niveles con moderada oxidación en la superficie erosionada. Muestran una inclinación de 20-25° hacia el centro del cráter.
<b>Perfil II</b>			
B1	*110	Estratos delgados y estratos medios planares ligeramente ondulares; bloques de impacto con poca deformación.	Caracterizado por niveles ricos en ceniza con lapilli disperso aleatoriamente intercalados con niveles ricos en lapilli con una matriz de ceniza (aspecto físico similar a los depósitos exteriores); no se observan juveniles; no se observa la base y su contacto superior es concordante y transicional.
B2	40	Laminaciones gruesas a estratos delgados con espesores muy homogéneos.	Nivel muy constante, caracterizado por ceniza rica en carbonatos con algunos niveles poco definidos que concentran moderadas cantidades de lapilli; presenta algunos bloques que parecen haberse engullido dentro de esta unidad (deformación blanda) pero no son similares a impactos en 'sag'.
B3	50	Masivo y caótico con burda estratificación; abundantes bloques de impacto con ligera deformación.	Nivel individual de aspecto brechoide con una granulometría principal compuesta por lapilli ligeramente cementado por ceniza, pero con abundantes bloques y lapilli grueso sin gradación alguna; en algunas zonas cubre discordantemente al nivel B2, pero generalmente parece ser concordante. Cambios abruptos de espesor.
B4	50	Laminaciones gruesas a estratos delgados, ondulares con incipiente estratificación cruzada.	Intensas intercalaciones de niveles ricos en lapilli y bloques con niveles ricos en ceniza + lapilli; abundantes fragmentos juveniles y fragmentos redondeados de sedimentos de las unidades inferiores (similar al Grupo B2) que se muestran como "gotas" dentro de los niveles. Tiende a concentrar abundantes y más grandes bloques en la base del grupo y hacia la cima abundan los niveles ricos en ceniza, masivos y en estratos delgados.
B5	590	Estratos gruesos (ocasionales laminaciones gruesas), masivos con abundantes estructuras internas, abundantes y amplias ondulaciones, abruptas variaciones de espesor, estratificación cruzada y varios tipos de gradaciones granulométricas	Similar al Grupo A11 de la Sección A; grupo de niveles granulométricamente muy homogéneos formados principalmente por lapilli con una muy escasa a ausente matriz de ceniza, que poseen intercalaciones con niveles blanquecinos fuertemente consolidados ricos en carbonatos; hacia la base se forman de un nivel-brecha que gradualmente se dispone como los niveles superiores del Grupo y contienen abundantes "gotas" de sedimento de las unidades inferiores, tal como sucede en el Grupo B4. Posee abundantes estructuras que indican un flujo del centro a las paredes del cráter, no se observan subgrupos como en el Grupo A11, y también tienen una inclinación de 15-20° hacia el centro del cráter.
B6	330	Estratos delgados a estratos medios con ocasionales laminaciones gruesas; ocasionales ondulaciones y estratificación cruzada. Estructuras de canales en forma de U	Grupo de niveles dispuestos con una actitud subhorizontal que cubren discordantemente al Grupo B5; se componen principalmente por estratos ricos en ceniza y estratos ricos en lapilli con matriz de ceniza y generalmente son estratos planares; poseen abundantes estructuras de erosión en superficies y en canales ( <i>U-shaped channels</i> ), sin embargo, son más comunes estructuras centimétricas a milimétricas de ondulaciones muy locales que dan el aspecto de turbulencias; abundantes fragmentos juveniles con nódulos máficos holocristalinos en su interior.

\* Espesor de afloramiento, sin embargo la base del grupo no está expuesta.

\*\* Espesor medido, sin embargo, estos grupos tiende a disminuir de espesor hacia el centro del cráter.