



INSTITUTO POLITÉCNICO NACIONAL

Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura
Sección de estudios de posgrado e Investigación
Unidad Ticomán

**Modelo análogo de tipo “caja de arena” aplicado a la estructura
semicircular de Santa María Amajac, Edo. de Hidalgo.**

Proyecto de tesis que para obtener el título de
MAESTRA EN GEOCIENCIAS Y ADMINISTRACION DE LOS RECURSOS NATURALES

Presenta:

Jhoanna Silis Esquivel

Director de Tesis Interno:

Gustavo Murillo Muñetón

Director de Tesis Externo:

José Cruz Escamilla Casas, Ph.D.

México. D.F. 2011



INSTITUTO POLITÉCNICO NACIONAL SECRETARÍA DE INVESTIGACIÓN Y POSGRADO

ACTA DE REVISIÓN DE TESIS

En la Ciudad de México, D.F. siendo las 14:30 horas del día 1 del mes de Junio del 2010 se reunieron los miembros de la Comisión Revisora de la Tesis, designada por el Colegio de Profesores de Estudios de Posgrado e Investigación de ESIA-U.Ticomán para examinar la tesis titulada:
Modelo Análogo de tipo de "Caja de arena aplicado a la estructura semicircular de la región de Sta. María Amajac. Edo. de Hidalgo".

Presentada por el alumno:

Silis	Esquivel	Jhoanna
Apellido paterno	Apellido materno	Nombre(s)
	Con registro:	A 0 8 0 5 3 1

aspirante de:
MAESTRIA EN GEOCIENCIAS Y ADMINISTRACION DE LOS RECURSOS NATURALES

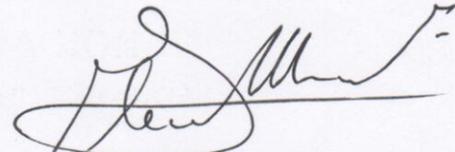
Después de intercambiar opiniones los miembros de la Comisión manifestaron **APROBAR LA TESIS**, en virtud de que satisface los requisitos señalados por las disposiciones reglamentarias vigentes.

LA COMISIÓN REVISORA

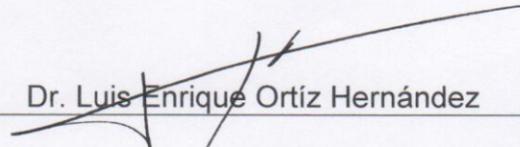
Directores de tesis



Dr. José Cruz Escamilla Casas



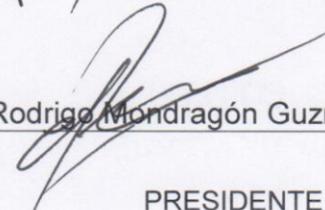
Dr. Gustavo Murillo Muñetón



Dr. Luis Enrique Ortíz Hernández

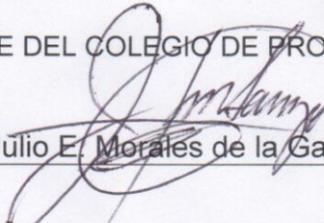


Dr. Daniel Romo Rico



M. en C. Rodrigo Mondragón Guzmán

PRESIDENTE DEL COLEGIO DE PROFESORES



Ing. Julio E. Morales de la Garza





INSTITUTO POLITÉCNICO NACIONAL
SECRETARÍA DE INVESTIGACIÓN Y POSGRADO

CARTA CESIÓN DE DERECHOS

En la Ciudad de **México, D.F.** el día **28** del mes **Marzo** del año **2011** , la que suscribe **Jhoanna Silis Esquivel** alumno del Programa de **Maestría en Geociencias y Administración de los Recursos Naturales** con número de registro **A080531** , adscrito **SEPI- ESIA UNIDAD TICOMÁN** , manifiesta que es autor intelectual del presente trabajo de Tesis bajo la dirección del **Dr. José Cruz Escamilla Casas** y cede los derechos del trabajo intitulado **“Modelo análogo de tipo “Caja de arena aplicado a la estructura semicircular de la región de Sta. María Amajac, Estado de Hidalgo”** , al Instituto Politécnico Nacional para su difusión, con fines académicos y de investigación.

Los usuarios de la información no deben reproducir el contenido textual, gráficas o datos del trabajo sin el permiso expreso del autor y/o director del trabajo. Este puede ser obtenido escribiendo a la siguiente dirección **jhoannase_cl85@hotmail.com**. Si el permiso se otorga, el usuario deberá dar el agradecimiento correspondiente y citar la fuente del mismo.

Jhoanna Silis Esquivel
Nombre y Firma

Agradecimientos a mis asesores:

- ❖ *M. EN C. FELIPE GARCÍA TENORIO, de quien he obtenido guía, apoyo, tiempo, dedicación y conocimiento incondicional para la elaboración de este trabajo de investigación. Usted es un buen asesor y solo le tengo mis mejores deseos en todos los ámbitos de su vida, sin usted hubiese sido muy difícil llegar a este punto de mi vida académica.*

Por otro lado, quiero ofrecerle mi más sincera disculpa, ya que por cuestiones administrativas fue imposible su merecido reconocimiento como mi asesor, en los papeles oficiales que aparecen en esta tesis, así como en la portada de este trabajo de investigación.

- ❖ *Dr. José Cruz Escamilla Casas y Dr. Gustavo Murillo Muñetón, por el apoyo brindado durante el proceso de este trabajo de investigación.*
- ❖ *M. en C. José María de la Torre, quien me brindo parte de su tiempo y conocimiento de manera incondicional, en el uso y manejo de los Software GIS, mismos que fueron usados para la elaboración del mapa geológico de esta tesis.*
- ❖ *Salvador Cruz López y Domingo Silis Arteaga, por su participación en la elaboración del aparato experimental y desarrollo de experimentos, implementados en este trabajo de investigación.*

Agradecimientos a mi familia:

Hemos pasado momentos difíciles, pero gracias a dios y con su ayuda, siempre hemos podido superarlos. Tal vez habrá más de esos momentos difíciles, pero debo agradecer a dios, porque al final del día, es él, quien me hace ver que no existen mejores amigos, ni personas a las que les preocupe tanto o que estén dispuestas a hacer tanto por mí, más que ustedes mi familia.

Para mí los amigos no son los que están contigo solo en los tiempos buenos, si no, los que están apoyándote en los malos y de forma incondicional.

❖ A mis padres Ma. Victoria Esquivel y Domingo Silis Arteaga:

Mami, siempre te has sacrificado mucho por nosotras tus hijas, por mí. Un día dios te compensara porque es él quien sabe mejor que nadie todo lo que has pasado, por mi parte, lo único que por el momento puedo ofrecerte como gratificación, es esta tesis, mi amor infinito y mi agradecimiento. Eres una mujer con mucho temple, una líder natural, capaz de aprender cosas nuevas, no te das por vencida y es por ello que estoy orgullosa de tener una madre como tú. Te amo.

Papi, no te lo he mencionado, pero espero que lo poco o mucho que he logrado te haga sentir orgulloso y refleje un poco de tus propios sueños y aspiraciones. Eres muy inteligente, y aun sin haber tenido los estudios necesarios, para mí eres un ingeniero, ya quisieran muchos, hacer, mínimo la mitad de las cosas que sabes hacer tú. Te amo.

❖ A mi esposo Salvador Cruz López:

Nunca pensé que una persona con la que no crecí, ni conviví tanto tiempo como con mis padres y hermanas, es decir, un extraño, dejara de serlo en cuestiones de días, para convertirse en mi mejor amigo, compañero y sin miedo a equivocarme, en mi más grande amor. Tú apareciste en mi vida de forma muy peculiar, y junto a ti en estos 7 años, he aprendido muchas cosas. Gracias, porque desde que te conocí has sido un gran apoyo tanto en el plano académico, como en el emocional. Hemos logrado muchas cosas juntos y formado una familia, espero llegar a anciana junto a ti y ser siempre como somos hasta ahorita, es decir, un apoyo mutuo. Te amo y agradezco a dios por haberte puesto en mi camino.

❖ A mis hermanas Sarait, Dayane Andrea, Brenda y Karen Denisse:

Como buenas hermanas a veces discutimos, prácticamente hay días en que quisiéramos ahorcarnos, gritarnos, golpearlos, etc..., pero, también hay días en que hacemos de un día común, uno divertido con ese sentido del humor tan peculiar que tenemos. Quiero que sepan que pueden contar conmigo siempre, tal y como se que yo puedo contar con ustedes. Las quiero muchísimo y para mí, lo mejor de ustedes, son esos defectos que hacen grandes las virtudes que poseen.

RESUMEN

ABSTRACT

1. GENERALIDADES

- 1.1. Introducción
- 1.2. Objetivos
- 1.3. Localización del área de estudio
- 1.4. Metodología
- 1.5. Antecedentes

2. MARCO GEOLOGICO

- 2.1. Geología Regional
 - 2.1.1. Faja Volcánica Transmexicana
 - 2.1.1.1. Actividad volcánica en Hidalgo
- 2.2. Geología del área de estudio
 - 2.2.1. Columna estratigráfica del área de estudio

3. CALDERAS DE COLAPSO

- 3.1. Antecedentes
- 3.2. Definición
- 3.3. Procesos de formación
- 3.4. Estructura de la caldera
- 3.5. Clasificación morfológica
- 3.6. Calderas Resurgentes

4. MODELOS ANÁLOGOS

4.1. Antecedentes

4.1.1. Estudios análogos experimentales sobre calderas.

4.1.2. Evolución y aplicación de los mecanismos que inducen el colapso de la caldera.

4.2. Elección del modelo análogo que se aplicara al área de estudio

5. EXPERIMENTACION

5.1. Aparato experimental y materiales

5.2. Parámetros de escala

5.2.1. Parámetros de escala para el modelo análogo aplicado a Sta Ma. Amajac, Edo de Hgo.

5.3. Desarrollo experimental

5.3.1. Aplicación: modelo análogo de tipo piecemeal o multicíclico

5.3.1.1. Resultados de la experimentación

5.3.2. Aplicación: modelos análogo de tipo piecemeal o multicíclico con compresión

5.3.2.1. Resultados de experimentación

6. DISCUSIÓN

6.1. Experimentos Cs

6.2. Experimentos Cc

7. CONCLUSIONES

8. REFERENCIAS

RESUMEN

En las últimas décadas, ha sido de gran interés el estudio de las calderas volcánicas por sus implicaciones en riesgo geológico, la formación de yacimientos de minerales rentables, actividad termal (explotada en plantas geotérmicas) y a la actividad sísmica.

Entre las formas nuevas para entender dicho fenómeno están la aplicación de modelos análogos de tipo “caja de arena” ó bien experimentales. Estas utilizan la información que se recopila en campo y en gabinete, con la finalidad de ir un paso más allá: llevar la interpretación de estos datos a un plano tridimensional, en una escala accesible (milímetros a metros) y dentro de un lapso de tiempo razonable (minutos a días), de forma que se le permita al investigador observar y describir los procesos efectuados durante el colapso de las calderas.

La información que se presentara en éste trabajo se enfoca precisamente, en la implementación de los modelos experimentales o análogos del tipo “caja de arena” para el estudio de la evolución y dinámica de una estructura semicircular observada en Santa María Amajac, que se supone es una caldera de colapso resurgente.

ABSTRACT

In the last decades, it has been of great interest the study of volcanic calderas for their implications in geological risk, the formation of mineral deposits profitable thermal activity that is exploited in geothermal plants, and seismic activity. Among the new ways to understand this phenomenon, are the implementation of similar "sandbox" type or experimental models. These ways use the information gathered in field and cabinet, with the aim to go one step further: to bring the interpretation of these data to a three-dimensional plane, on a scale accessible (millimeters to meters) and within a time period reasonable (minutes to days), so that it allows the researcher to observe and describe the processes carried out during the collapse of boilers.

The information presented in this work focuses specifically on the implementation of sandbox experimental models for the study of the evolution and dynamics of a semicircular structure observed in Santa Maria Amajac, that presumably is a resurgent collapse caldera.

1. GENERALIDADES

1.1. Introducción

La actividad volcánica ha sido objeto de estudio para muchos científicos que buscan comprender mejor el fenómeno volcánico. Uno de los fenómenos estudiados es el de las calderas volcánicas, debido a que tienen implicaciones en la formación de yacimientos minerales, energía geotérmica y porque se ubican en áreas que representan zonas de riesgo geológico. Fue hasta hace menos de un siglo que el estudio de este tipo de estructuras volcánicas cobró relevancia, generándose contribuciones al conocimiento acerca de su origen y evolución (Anderson ,1936; Smith y Bailey, 1968; Williams, 1941; Martí et al., 1994; Lipman, 1997; Kennedy, 2004; Cole et al., 2005; Holohan et al., 2005; Acocella, 2007; Gottsmann et al., 2008).

En la actualidad, se sabe que el volcanismo que favorece la aparición de calderas volcánicas es el volcanismo explosivo. El vulcanismo rico en sílice es uno de los principales responsables de su origen, por el carácter altamente explosivo.

Las calderas volcánicas son depresiones topográficas cuyas dimensiones abarcan hasta decenas de kilómetros en diámetro. Su evolución involucra la evacuación de grandes volúmenes de magma de cámaras magmáticas, el cual es eyectado de manera altamente explosiva a la superficie de la tierra, y forma volúmenes importantes de depósitos piroclásticos como son las ignimbritas. La evacuación del magma genera una depresión en la corteza terrestre, esta depresión puede tener

varios estilos de hundimiento o colapso, que van desde estructuras circulares a elípticas, mismas que dependen del volumen de magma evacuado, composición del magma, litología de la corteza preexistente, y régimen de esfuerzos regionales y locales.

La manera de cómo este tipo de estructuras volcánicas colapsa, está basado en diferentes herramientas multidisciplinarias como son la vulcanología, petrología, geología estructural y geofísicas. Sin embargo, recientemente también se han llevado a cabo estudios de modelos físicos teóricos, análogos, para comprender la manera de cómo este tipo de estructuras colapsan (Komuro et al., 1984; Komuro, 1987; Martí et al., 1994; Cespuglio et al., 1996; Roche et al., 2000; Acocella et al., 2000; Acocella et al., 2001a; Walter et al., 2001; Walter y Troll, 2001; Troll et al., 2002; Acocella et al., 2004; Lavallèe et al., 2004; Kennedy et al. 2004; Holohan et al., 2005; Natale et al., 2005; Geyer et al., 2006; Guidarelli et al., 2006; Acocella, 2007; Nunziata et al., 2006; Geyer 2007). Dichos datos a manera de modelos experimentales (análogos) y matemáticos han ayudado a comprender este fenómeno.

La información que se presenta en éste trabajo se enfoca en la implementación de los modelos experimentales o análogos del tipo “caja de arena” para el estudio de la evolución y dinámica de la estructura semicircular de Santa María Amajac, en el Estado de Hidalgo.

Los modelos experimentales o análogos de las calderas de colapso, son a escala y se efectúan en un lapso de tiempo corto, facilitan la observación directa en 3D y a comprender el mecanismo de formación del sistema natural. Por otro lado, los modelos matemáticos se generarán a partir de los resultados obtenidos durante la observación de los experimentos con modelos análogos del tipo “caja de arena”, y con datos geológicos reales del área de estudio.

Cabe destacar que a pesar de los logros y conocimientos adquiridos en los últimos años en este tipo de modelos, aun existen interrogantes sobre el mecanismo formador de las calderas de colapso, ya que, se trata de recrear un sistema natural. Sin embargo, es por ello que seguir experimentando e implementando nuevas ideas acerca de estos modelos constituye una aportación científica importante para el entendimiento de la evolución y dinámica de las calderas de colapso, tanto en el área de estudio, como en las calderas de otras provincias volcánicas, como lo es la Faja Volcánica Transmexicana, en donde se tienen las manifestaciones geotérmicas más evidentes y donde hay una concentración de población mayor en el país, por lo que también tienen implicaciones de riesgos geológicos.

1.2. Objetivos

Objetivo general:

- ✦ Representar por medio de un modelo análogo, la probable evolución y mecanismos de formación de la estructura semicircular de Santa María Amajac, en el Estado de Hidalgo.

Objetivos particulares:

- ⊕ Elegir por medio de los datos bibliográficos recopilados y de la información geológica de campo, el método análogo adecuado para simular la estructura semicircular de Santa María Amajac, Edo. de Hidalgo.
- ⊕ Definir el tipo de caldera, en caso de que lo sea, que constituiría la estructura semicircular de Santa María Amajac, Edo. de Hidalgo.
- ⊕ Establecer las etapas de desarrollo de la estructura semicircular de Santa María Amajac, Edo de Hidalgo.
- ⊕ Lograr que el modelo análogo desarrollado en este trabajo pueda ser aplicable a otras estructuras de colapso.

1.3. Localización del área de estudio

El área en la que se basa el modelo análogo de “tipo caja de arena”, se ubica en el estado de Hidalgo, a 25 kilómetros al NW de la ciudad de Pachuca de Soto, aproximadamente. El área de estudio, que comprende la estructura semicircular de Santa María Amajac (Fig.1), tiene las coordenadas geográficas: 20° 20”, 20° 12” **de latitud norte** y 98° 57” y 98° 42” **de longitud W**. En los límites de la estructura se sitúan, hacia Sur, la ciudad de Pachuca de Soto, hacia el Este, el municipio de Atotonilco El Grande, hacia el Oeste, el municipio Actopan y hacia el Norte, el poblado de Santa María Amajac.

Fisiográficamente, la estructura semicircular de Amajac, en su sector NW, se ubica en la provincia de la Sierra Madre Oriental. El resto de la estructura se encuentra dentro de la Faja Volcánica Transmexicana (Fig. 2).

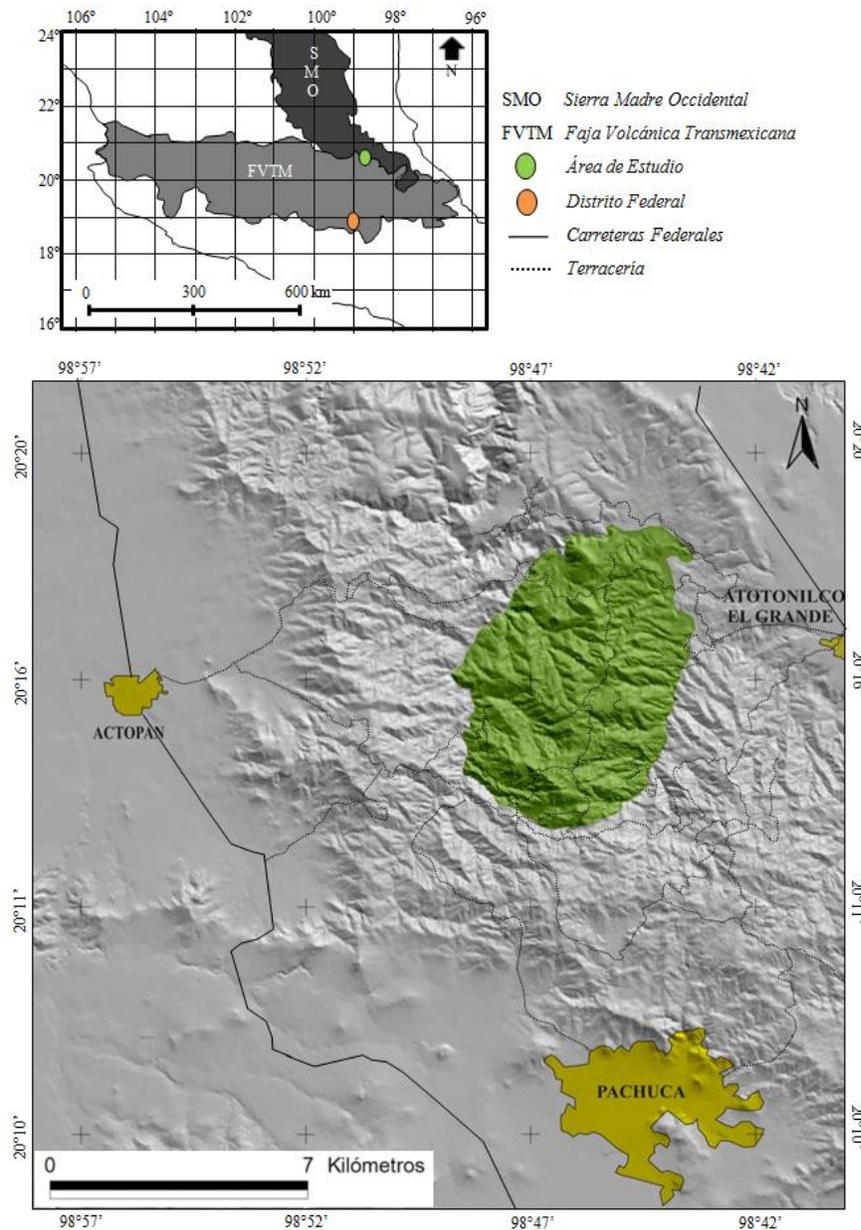


Figura 1. Mapa de localización de la estructura semicircular de Santa. Ma. Amajac, Hidalgo.

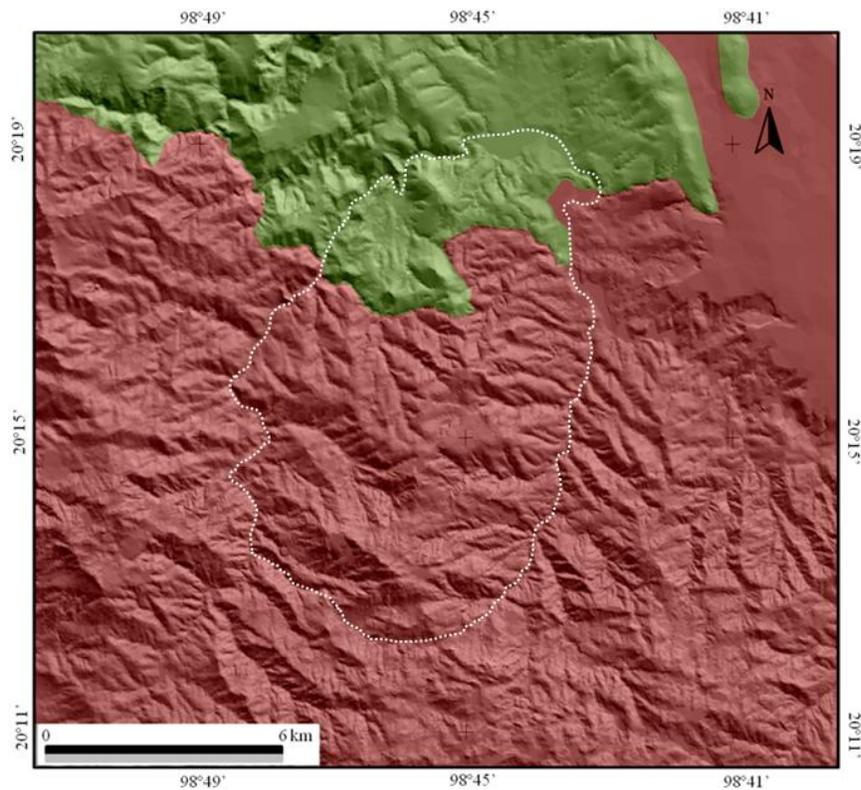


Figura 2. Mapa que muestra la porción que cubren las provincias fisiográficas de la Sierra Madre Oriental (color verde) y la Faja Volcánica Transmexicana (color rojo) de la estructura semicircular de Sta. Ma. Amajac, Edo. Hgo (contorno blanco).

1.4. Metodología

La metodología aplicada en éste estudio consistió en:

Trabajo de gabinete:

- ✦ Revisión bibliográfica.

Tener un conocimiento previo de los temas que se abordaron en este estudio adquirió gran importancia sobre todo en la elección y elaboración del modelo análogo utilizado.

Se hizo una búsqueda y análisis bibliográfico en libros, artículos, mapas y publicaciones científicas acerca de los modelos análogos de tipo caja de arena; así como la información relevante acerca del área de estudio.

✦ Fotointerpretación.

Las fotografías aéreas que se utilizaron son escala 1:20 000 y constituyen una herramienta muy útil para hacer trabajos de geología superficial o de campo. Pues teniendo como base la interpretación de las fotografías aéreas, se logró establecer la ubicación geográfica de los lugares a visitar, para confirmar los rasgos primordialmente de carácter geológico-estructural. Mismos que permitirán mejorar las características finales que en el modelo análogo de tipo “caja de arena”, aplicado a la estructura semicircular de Santa María Amajac.

✦ Análisis SIG.

Para la elaboración de este trabajo se utilizaron los siguientes programas: Global Mapper 7, en el cual se manejó con suma efectividad las coordenadas geográficas del área de estudio, para posteriormente utilizar el programa, PCIGeomatic V9.1, con el que se georreferenciaron las fotografías aéreas, con el fin de crear un foto mosaico al que se le incorporaron las curvas de nivel unidas con la ayuda de AutoCad 2008, de las cartas topográficas F14D71 de Actopan y F14D81 de Pachuca, y finalmente en el ArcView 3.2, se creó el mapa geológico del área de estudio (ver Anexo 1).

Para este trabajo el software ArcView 3.2, fue el programa más importante, pues su utilidad como herramienta SIG, sirvió para integrar los datos recolectados en campo y delimitar de forma más sencilla la estructura semicircular de Santa María Amajac, con la elaboración de un modelo que representa la superficie del área de estudio referido a un sistema de coordenadas terrestres y al que se le pudieron añadir diversos factores, como: la litología, drenaje y lineamientos del área de estudio; para satisfacer las necesidades del trabajo de investigación.

La capacidad que posee un SIG, para componer, recopilar, editar, analizar, compartir y mostrar la información geográficamente referenciada, permitió establecer consultas interactivas y analizar la información, así como editar datos y creación de mapas para representar lo que se refiere a la geología de campo.

Trabajo en campo:

✦ Análisis Estructural.

El trabajo de campo es esencial en el ejercicio de la geología y permite tener un conocimiento más certero acerca del área que se estudia. Además, facilita las herramientas para la verificación y/o corrección de lo observado en gabinete durante la examinación de fotografías aéreas.

En los recorridos realizados en el área de estudio, se efectuó la observación directa de las rocas expuestas, la toma de muestras de roca, fotografías de

algunos afloramientos de rocas de interés para el trabajo y de una recolección de datos en fallas (rumbo, echado y pitch de las estrías), juntas y diaclasas; que sirvieron para determinar de forma más precisa la estructura relacionada con la formación de estos elementos estructurales.

También sirvió para georreferenciar y vaciar la información geológica a un mapa topográfico base que sirviera para complementar los trabajos que se realizaron con el software SIG ArcView 3.2.

Experimentación:

- ✦ Elaboración de modelos análogo de tipo “caja de arena” para la simulación de una calderas o estructura de colapso. Dichos modelos consistieron en la elaboración de dos aparatos experimentales que permitieron la simulación óptima y adecuada de una caldera de colapso, la elección de materiales análogos, así como, de los parámetros de escala y finalmente la ejecución del experimento aplicado al área de estudio.

Integración de datos:

Finalmente, con la información colectada se integraron los datos para establecer las discusiones finales y conclusiones.

1.5. Antecedentes

El área de estudio ha sido analizada por un sinnúmero de autores, y desde diferentes puntos de vista, geológicos, hidrológicos, paleontológicos, etc.

Sin embargo los estudios más completos han sido presentado por Segerstom (1961), SGM (1993), SGM (2007) y Arellano-Gill et al., 2005. Estos últimos autores, mencionan que en Santa María Amajac, Estado de Hidalgo, los estudios de campo que se han realizado proporcionan datos geológicos y paleontológicos, que sugieren que la formación del paleo-lago de Amajac fue a causa de un intenso fracturamiento, la fuerte pendiente, la presencia de agua y la acción de la gravedad que en conjunto, dieron lugar al desprendimiento de las zonas inestables que causó un rápido cierre temporal del río Amajac. El paleo-lago se origina durante el Plioceno (Blancano) y está asociado a eventos de actividad volcánica manifestados al S y SW del paleo-lago. Sin embargo, Arellano-Gill et al., 2005 no mencionan la existencia de una estructura semicircular en la zona. No obstante, más recientemente la identificación de una estructura semicircular en Santa María Amajac, fue propuesta por Escamilla-Casas et al. (2007). Estos autores elaboraron un modelo digital de elevación con ayuda de un Sistema de Información Geográfica (SIG) en el que se propone una estructura semicircular con ejes de 7.5 km por 8.2 km de largo, limitada por fallas normales, que se sospecha es una caldera de colapso (Fig. 3).

Basándose en las observaciones planteadas en el estudio de Escamilla Casas et al. (2007) se pretende realizar un modelo análogo de “tipo caja de arena”, el cual permitirá conocer la evolución y dinámica de colapso de la supuesta caldera de Amajac.

Las observaciones y resultados obtenidos de este modelo análogo, constituyen el aporte científico de este trabajo ya que se pretende sea aplicable a estudios en otras calderas de la Faja Volcánica Transmexicana y contribuir al desarrollo del modelado análogo.

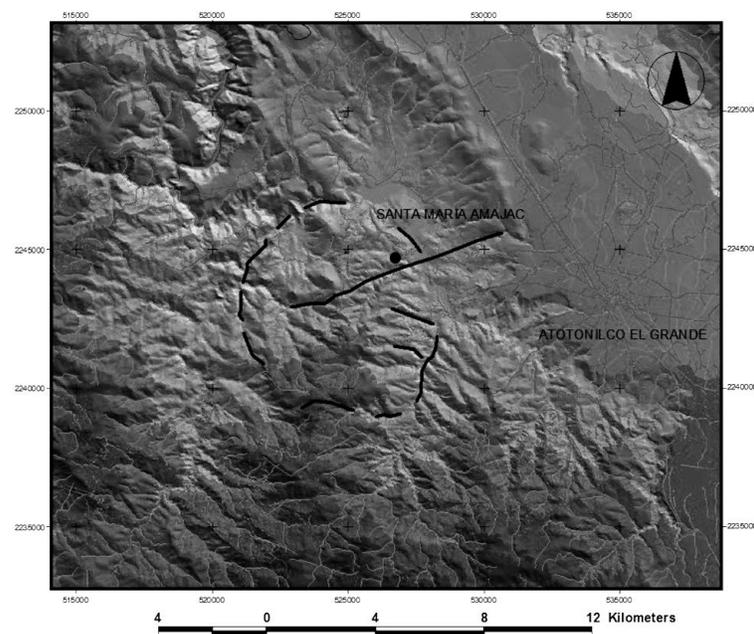


Figura 3. Modelo digital de elevación del área de estudio que muestra las principales estructuras geológicas identificadas en la topografía y en el terreno. La extensión de la estructura circular está delimitada por fallas circulares. (Adaptada de Escamilla-Casas et al., 2007).

2. MARCO GEOLÓGICO

2.1. Marco Geológico Regional

2.1.1. Faja Volcánica Transmexicana

La FVTM es de edad Cenozoica, origen volcánico y de un ambiente geotectónico de arco magmático continental que debe su origen a la subducción de la Placa de Cocos bajo la Placa Norteamericana (Demant, 1978; Gómez-Tuena et al., 2005; Ferrari et al., 2005).

La provincia de la FVTM se extiende desde la costa del Pacífico en Nayarit hasta la costa del Golfo de México en Veracruz (*Fig. 4*), en la parte meridional de la República Mexicana. Tiene una prolongación de aproximadamente 1000 km de longitud y una amplitud irregular entre los 80 y 230 km, tienen una orientación E-W en su parte central y oriental, y una orientación WNW-SE en su parte occidental. Está formada por cerca de por 8000 estructuras volcánicas y cuerpos intrusivos (*Demant, 1978*).

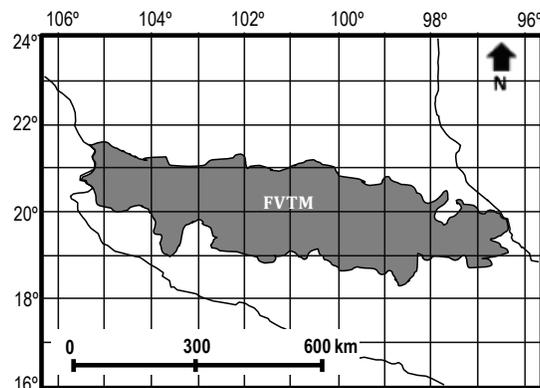


Figura 4. Mapa que muestra la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM)

Se piensa que la FVTM se concretó como una entidad geológica a partir del Mioceno medio y tardío (Gómez-Tuena et al., 2005). Recientemente se elaboró la cartografía digital de la FVTM (Ferrari et al., 2005) con la ayuda de más de 1300 edades y cerca de 3000 análisis químicos, con lo cual se realizó una síntesis de la historia geológica de la FVTM, proponiéndose (según Gómez-Tuena et al., 2005) cuatro etapas principales de evolución:

- ❖ Instauración de un arco de composición intermedia en el mioceno medio y tardío.
- ❖ Episodio máfico del Mioceno tardío.
- ❖ Episodio silíceo a finales del Mioceno y bimodal en el Plioceno temprano.
- ❖ Reinstauración de un arco con variabilidad composicional en el Plioceno tardío.

La FVTM se divide en tres segmentos: segmento occidental, segmento central y segmento oriental (Demant, 1978; Pasquaré et al., 1988) (Fig. 5). Cada uno de los segmentos cuenta con rasgos geológicos y tectónicos característicos importantes; sin embargo, es al segmento central al que se le pone mayor énfasis en la explicación, pues en éste se localiza el área de estudio de este trabajo.

En el segmento central dominan las grandes calderas, las cuales cubren áreas muy grandes de depósitos piroclásticos ignimbríticos. Un sinnúmero de calderas han sido identificadas (Anguita et al., 2001), muchas de ellas son de estructura de colapso, entre ellas se ubican: las calderas de Amazcala (7.3-6.6 Ma; Aguirre-Díaz et al., 2001), Amealco (4.7 Ma;

Aguirre-Díaz et al., 2000), Huichapan (4.7-3.4 Ma; Aguirre-Díaz et al., 1997), Los Azufres (~6-3 Ma; Ferrari et al., 1991; Pradal y Robin, 1994), Zitácuaro (Mioceno superior- Plioceno temprano; Capra et al., 1997), Apaseo y Los Agustinos (Plioceno temprano; Aguirre-Díaz et al., 1997), todas ubicadas en el segmento central de la FVTM.

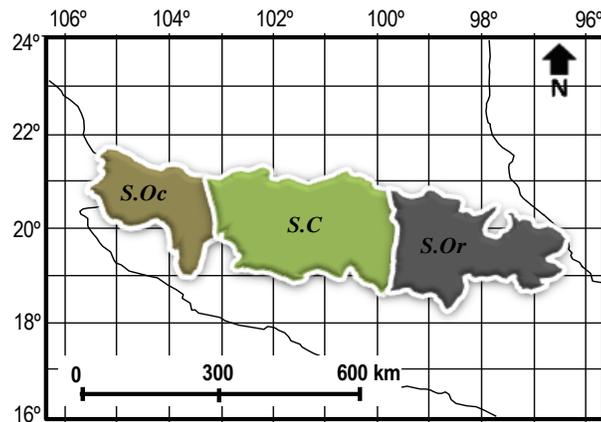


Figura 5. Ubicación de los tres segmentos de la FVTM: Segmento Occidental (S.Oc), Segmento Central (S.C) y Segmento Oriental (S.Or) (Modificado de Gómez-Tuena et al., 2005).

2.1.1.1. Actividad volcánica en Hidalgo

En México, más de las 2/3 partes del país están cubiertas por rocas volcánicas. La provincia geológica de origen volcánico más importante es la Faja Volcánica Transmexicana y se relaciona directamente con la actividad volcánica en el Estado de Hidalgo.

En la FVTM, se han identificado de forma preliminar poco más de 8000 centros volcánicos y en el Estado de Hidalgo 12 estructuras circulares, 5 estructuras elípticas y 3 estructuras semicirculares (Anguita et al., 2001). Una de las mismas se

encuentra en Atotonilco el Grande, Hidalgo y precisamente, abarca la región de de Santa María Amajac, Hidalgo.

A continuación se describe el vulcanismo de la FVTM dentro del estado de Hidalgo, en orden estratigráfico.

❖ **Mioceno tardío**

En este periodo, como consecuencia de la formación de la FVTM, que afecta directamente al Estado de Hidalgo, pues se inicia la actividad ígnea, representada geológicamente por la Sierra de Pachuca, cuyo vulcanismo es principalmente de composición riolítica, dacítica y andesítica (Geyne et al., 1963; McKeen et al., 1992), que de acuerdo al SGM (1995) este vulcanismo corresponde al último episodio del a Sierra Madre Occidental.

Dentro de los episodios de formación que propone Ferrari et al. (2005a), para explicar la formación de FVTM, está el episodio máfico del Mioceno tardío. En el área de Pathé, Hidalgo se presentan mesetas basálticas (~ 9 y 7 Ma), la mayoría emplazadas a través de fisuras (Pasquaré et al., 1991; Suter et al., 1995; Aguirre-Díaz et al., 2001). Las características geoquímicas en esta región indican que estas mesetas fueron originadas en un ambiente de placa de subducción (Ferrari et al., 2005). Otras rocas de edad Mioceno tardío, no relacionadas totalmente con la FVTM, afloran en la parte oriental del estado de Hidalgo, y se han agrupado a la Provincia Alcalina del Este (Robin, 1976a) y tienen un origen de Intraplaca (Orozco-Esquivel et al., 2003).

En la Sierra de Apan se presentan rocas que evidencian un volcanismo de composición andesítica-basáltico asociado a un sistema de fallas NE-SW (García-Palomo et al., 2002).

❖ **Plioceno temprano**

En el segmento oriental de la FVTM, entre Pachuca y Tlanchinol, Hidalgo, en el borde de la Sierra Madre Oriental, también han sido reportadas secuencias piroclásticas del Plioceno temprano (4.9-4.5 Ma) intercaladas y cubiertas por lavas basálticas y que componen un arreglo petrológico bimodal (Cantagrel y Robin, 1979; Ochoa-Camarillo, 1997; Gómez-Tuena et al., 2005). Dentro de este mismo segmento, al NE de Pachuca, Hidalgo, entre Tenango de Doria y Tlanchinol, se han identificado depósitos piroclásticos y lavas riolíticas vítreas intercalados con emisiones fisurales de lavas máficas moderadamente alcalinas o transicionales (Robin, 1976b; Robin, 1982).

En la Sierra de Pachuca también afloran rocas de estas edades asociado al vulcanismo iniciado durante el Mioceno (Geyne et al., 1963), por lo tanto con la misma composición a la mencionada anteriormente en el Mioceno Tardío.

❖ **Plioceno tardío**

Silva-Mora et al. (1996), estudio las secuencias piroclásticas expulsadas por las calderas de Amealco y Huichapan en diversos lugares entre los que se encontraba Huichapan y Tula Allende, en el Estado de Hidalgo. Los diferentes cortes estratigráficos que realizó evidenciaron depósitos piroclásticos de episodios

volcánicos explosivos, de tiempos y aparatos volcánicos diferentes, que no fueron emitidos por las calderas de Amealco y Huichapan. Según Silva-Mora et al. (1996), esto sugiere la migración de vulcanismo hacia el sur del Estado de Hidalgo.

Durante el Plioceno tardío en el noroeste de Hidalgo, el vulcanismo de la FVTM presenta emisiones de magmas calcialcalinos que dieron como resultado secuencias de andesitas, dacitas y riolitas presentes en la Sierra de Pachuca, Hidalgo (Gómez-Tuena et al., 2005; Ferrari et al., 2005). Por otro lado, también se presentan emisiones de magmas peralcalinos en el centro y norte del Estado de México.

En Los Domos Los Pitos, ubicado en la cuenca de México, que abarca parte del Estado de Hidalgo, también se haya vulcanismo de composición basáltica, andesítico-basáltico asociado a la FVTM (Zamorano-Orozco et al., 2002).

Durante esta edad también se encuentra presente el vulcanismo del complejo volcánico Tulancingo–Acoculco representado por rocas de composición basáltica, andesítica-basáltica, dacítica y riolítica, asociadas a la Caldera de Acoculco-Tulancingo (López-Hernández, 2009).

2.2. Geología del Área de Estudio

2.2.1. Columna Estratigráfica

La columna estratigráfica del área de estudio abarca edades desde el Mesozoico hasta el Reciente. A continuación se enlistan de forma breve, y de la unidad

litológica más antigua a la más reciente, las unidades que conforman a la columna geológica de la zona de Santa María Amajac, Estado de Hidalgo (ver Anexo 1).

CRETÁCICO INFERIOR-SUPERIOR (ALBIANO-CENOMANIANO)

✦ Formación El Doctor.

Esta formación está caracterizada por wackestone de color gris, se encuentran dispuestos de forma masiva y estratificada, cuyo espesor varía de 60 cm a 2 m. Se localiza en la parte Este del Cerro Tiltepec y al Oeste de Atotonilco el Grande; en los alrededores de los poblados de Sanctorum, Mesa Chica y Mesa Doñana.

De acuerdo al contenido fosilífero y disposición espacial, se infiere que se depositaron en un ambiente de plataforma carbonatada con facies post-arrecifales internas o lagunares. Esta se puede correlacionar con la Formación Morelos de la cuenca Guerrero-Morelos, con la Formación Tamaulipas Superior, Formación Cuesta del Cura y con la Formación el Abra (Carrasco-Velázquez et al., 2008; Salvador-Flores, 2001).

✦ Formación Méndez.

Las rocas de esta formación afloran cerca de la carretera de Atotonilco El Grande – Santa María Amajac. Esta formación se compone de una intercalación de lutitas y areniscas intraformacional probablemente depositada en una zona de talud (Heim, 1940) estas rocas se encuentran parcialmente recristalizadas y dolomitizadas. Según López-Doncel (2003), es equivalente a las formaciones el Tamabra y Soyatal (Arellano-Gil et al., 2005).

EOCENO TARDÍO-OLIGOCENO

✦ **Conglomerado Amajac.**

Es una unidad litológica de ambiente continental y se depositó en los taludes y depresiones derivadas de esfuerzos locales (plegamientos y fallas) (Arellano-Gil et al., 2005). Se ubica hacia el Noroeste del poblado de Santa María Amajac.

La formación está constituida por clastos de caliza y arenisca en mayor proporción, y en menor proporción clastos de sílice y pedernal, caliza arcillosa, lutitas calcáreas y material tobáceo, presenta una mala clasificación que varía de subangulosa a subredondeada. Los espesores varían desde 80 cm a 50 m, dependiendo la localidad.

El Conglomerado Amajac se correlaciona con el Conglomerado Meztlán, el Conglomerado el Morro, el Grupo Balsas y el Conglomerado Guanajuato (Geyne et al., 1963).

OLIGOCENO - PLIOCENO

✦ **Grupo de Pachuca.**

Los depósitos del Grupo Pachuca depósitos ocurrieron durante el Oligoceno-Plioceno, en condiciones continentales, con intenso vulcanismo asociado a un margen tectónico convergente (Geyne et al., 1963; Arellano-Gil et al., 2005).

Este grupo está representado por derrames de lava de composición riolita, dacítica y andesítica.

También están presentes domos riolíticos y dacíticos con una orientación NE-SW y E-W; por lo que para fines de este trabajo de investigación se dividió en zonas volcánicas, tales como: La Zona Volcánica Santa Inés-El Chico (domos de composición riolítica), Zona Volcánica Santiaguito-La Bolsa (domos de composición dacítica), Zona Volcánica Mesilla-Cerro Blanco (domos de composición riolítica y tobas riolíticas) y la Zona Volcánica Los Frailes- El Águila (domos de composición riolítica) (Cruz-López, 2011).

PLIOCENO (BLANCANO)

✦ Formación Atotonilco El Grande Clástica.

La Formación Atotonilco el Grande Clástica, se distribuye ampliamente desde el oeste de Atotonilco el Grande hasta la parte septentrional al Noroeste de Santa María Amajac. También, de manera aislada se encuentra aflorando en el poblado de Sanctorum.

Seegerstrom (1961) describe a la Formación Atotonilco El Grande como una secuencia lacustre, en la que se han encontrado algunos restos de mastodonte, probablemente del Plioceno Superior o del Pleistoceno Inferior.

La Formación Atotonilco el Grande, posee una constitución litológica muy variada, compuesta por rocas clásticas (conglomerado, arenisca, limonita y lutita), con intercalaciones de cenizas volcánicas in situ y piroclastos retrabajados. Presenta una discordancia angular con las formaciones El Doctor, Méndez y Conglomerado

Amajac y a la secuencia volcánica de la Sierra de Pachuca (Arellano-Gill et al., 2005; Cruz-López, 2011).

✦ **Formación Atotonilco El Grande Basáltica.**

La Formación Atotonilco El Grande Basáltica, se encuentra constituida por lavas basálticas de origen fisural, que se encuentran en las partes topográficas altas, en forma de mesas cortadas verticalmente, tales como la Mesa Doñana y Mesa Chica (Cantrangel y Robin, 1979; Ochoa-Camarillo, 1997; Carrasco-Velázquez et al., 2008; Cruz-López, 2011).

✦ **Holoceno**

De acuerdo a las descripciones de Salvador-Flores (2001), Aguilar-Arellano et al. (2002) y Arellano-Gil et al. (2005), los depósitos del Holoceno tienen un espesor variable entre 1 y 12 m, y se distribuyen como sigue:

a) Depósitos de Talud.

Se encuentran localizados al Sureste y Noroeste del poblado El Zoquital. Corresponden a gravas, arenas y limo de composición calcárea, mal seleccionado y mal clasificado, en cuya cima de estos se han desarrollado suelos residuales.

b) Depósitos de Aluvión.

Se encuentran localizados en el Valle del Río Amajac y sus afluentes. Corresponden a gravas, arenas, limos y arcillas, provenientes de andesitas, riolitas, basaltos y en menor proporción ó dependiendo de la localidad también se pueden encontrar

clastos de caliza. Estos cubren discordantemente a las Formaciones El Doctor, Méndez y Atotonilco El Grande Clástica.

c) Depósitos de Caliche.

Se encuentran localizados tanto al sureste como al Oeste del poblado de Santa María Amajac. Este depósito se forma como parte de la cementación de otros cuerpos también recientes y que cubren los afloramientos rocosos.

Al Sureste de Santa María Amajac, los Depósitos de Caliche cubren discordantemente al Conglomerado Amajac y al Oeste es discordante a las Formaciones El Doctor, Méndez.

3. CALDERAS DE COLAPSO

3.1. Antecedentes

La actividad volcánica es responsable directa de la formación de una caldera de colapso, ya sea debido a explosiones de gran magnitud o al colapso de un edificio volcánico, como consecuencia de la pérdida de presión en la cámara magmática, sin que exista previamente una estructura de subsidencia bien definida (Williams, 1941; Smith y Bailey, 1968; Lipman, 1997).

A principios del siglo XIX las observaciones que hicieron los geólogos de aquel tiempo, como Charles Lyell (1854) en La Palma, Islas Canarias; Clarence Dutton (1884) en Kilauea, Hawaii y en especial Verbeek (1886) en El Krakatoa, Indonesia; contribuirían de manera sustancial al conocimiento acerca de la actividad volcánica y la formación de las calderas de colapso. Estos geólogos fueron quienes dieron los primeros pasos en el campo de la vulcanología actual (Carracedo et al., 2002).

Verbeek (1886) estudió uno de los acontecimientos naturales más catastróficos de la humanidad, ocurrido en 1883 durante de erupción del volcán Krakatoa. Este geólogo holandés publicó que dicha erupción había formado un depósito de gran tamaño de entre 18 y 21 km³ de ignimbrita. Así mismo, mencionó que dichos depósitos eran el resultado de un evento piroclástico causante de extensas erupciones explosivas y, que a su vez, produjeron flujos piroclásticos que al entrar al mar generaron el tsunami que terminó con la vida de miles de personas (aprox. 36,000 personas muertas). También menciona que la mayor parte de la estructura

que faltaba en el aparato volcánico, había sido expulsada al aire por una rápida descarga de grandes volúmenes de magma, originando la apariencia que hoy día tiene (Fig. 6).



Figura 6. Evolución de las islas antes, durante y después de la erupción del Volcán Krakatoa.

Así mismo a principios del siglo XX, Clough et al. (1909) y Bailey (1960), comentan sobre la abundancia de unidades de riolita e ignimbríta (no cementada y cementada) (Fig. 7) en Glencoe, Stob Nan Cabar en Escocia y sus alrededores, en los que también observan fallas circulares rodeando subsidencias en el terreno las cuales interpretaron como calderas.



Figura 7. Ejemplo de: (a) ignimbríta no soldada ó no cementada; (b) ignimbríta soldada ó cementada, con estructuras en flama (fuente de imagen: es.wikipedia.org).

3.2. Definición de Calderas de Colapso

Las calderas de colapso son estructuras semicirculares o elípticas (Holohan et al., 2005) (Fig. 8), ubicadas en áreas volcánicas. Estas estructuras se forman durante el colapso de una cámara magmática superficial, que rompe la corteza en bloques y forma depresiones en la superficie (Lipman, 1997; Martí et al., 1994; Cole et al., 2005; Gottsmann et al., 2008) . Las calderas tienen diámetros que van de 2 km a más de 100 km (Kennedy, 2004), considerados más grandes que las chimeneas volcánicas y los cráteres de explosión (Anderson ,1936; Williams, 1941; Smith y Bailey, 1968; Lipman, 1997).

Smith et al. (1968) incluyen dentro del término caldera a todas las estructuras de subsidencia volcánica o volcano-tectónicas, sin importar su forma o tamaño, profundidad de erosión o conexión con el volcanismo superficial.

Según Holohan et al. (2005), la mayoría de las calderas de colapso son de forma elíptica, posiblemente influenciada por esfuerzos de tensión regionales, debido a que se forman bajo varios procesos tectomagmáticos como: ambientes convergentes (c/ rocas félsicas-silícicas), ambientes divergentes continentales y oceánicos (c/rocas máficas y félsicas), ambientes transformantes (c/ rocas félsicas) y hot-spot (c/rocas máficas).

A pesar de esta variabilidad, son las erupciones explosivas de magmas riolíticos las que forman en un tiempo más corto (horas o días) las calderas de colapso que a su vez conllevan frecuentemente a eventos catastróficos (Acocella, 2007), por el

contrario, el vulcanismo efusivo de magmas basálticos también forman calderas de colapso pero en lapsos de tiempo más largos (días o años) (Newhall et al., 1988).

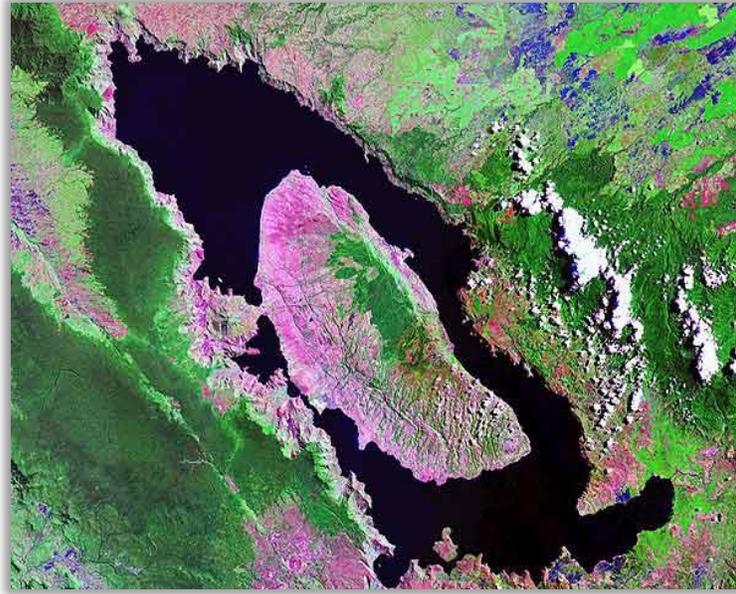


Figura 8. Imagen Landsat de Lago Toba (Sumatra, Indonesia), ejemplo de una caldera de colapso con forma elíptica (tomada de Landsat Pathfinder Project).

Las calderas son consideradas como las depresiones resultantes de dos mecanismos que se llevan a cabo en el interior de la cámara magmática: la despresurización y la sobrepresurización (Acocella, 2007). A continuación se explican de forma individual dichos mecanismos, ya que su origen procede de diferentes causas:

- ▶ **Despresurización**
- ▶ **Sobrepresurización**

✦ **Despresurización.** El término fue utilizado por primera vez por Williams (1941), para explicar la formación de una caldera volcánica de colapso. Este mecanismo documenta la formación de una caldera de colapso, como consecuencia de la disminución en el volumen de la cámara magmática, lo que provoca que el peso de las rocas que está por encima de la misma; es decir la presión litostática, ejerza una fuerza tal que colapse al techo del reservorio magmático (Walter et al, 2001; Troll et al., 2002; Kennedy et al., 2004; Lavallée et al., 2004; Geyer et al., 2006) (Fig. 9).

Alrededor del 40% del magma es desalojado del reservorio (Martí, 2003) provocando una o más depresiones en la área fracturada (Lipman, 1997), dichas depresiones forman lo que conocemos como calderas de colapso.

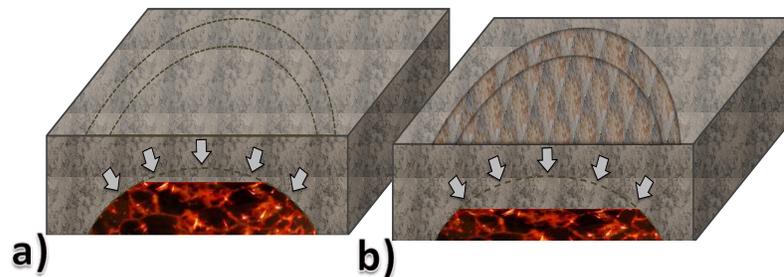


Figura 9. Mecanismo de Despresurización: a) inicia decremento en el volumen y presión dentro de la cámara magmática b) caldera volcánica de colapso.

✦ **Sobrepresurización.** Este es otro mecanismo propuesto para explicar la formación de una caldera de colapso (Komuro et al., 1984; Gudmundsson, 1988b; Martí et al., 1999; Lipman, 1997; Lipman, 2000; Walter et al., 2001; Acocella, 2007). La sobrepresurización actúa en la cámara magmática por

condiciones de aumento en la presión dentro la misma, lo que inicia un proceso rápido de evacuación del magma que induce, en primera instancia, un abultamiento o domo originando esfuerzos de tensión que fracturan la superficie (Fig. 10). Sin embargo, enseguida se mencionan otras causas que originan la sobrepresurización de la cámara magmática (Martí et al., 1999) :

- 1.** Entrada de nuevo magma que produce un aumento en la presión de la cámara magmática, la mayoría de las erupciones son causadas por este proceso. En el caso de los magmas con pocos volátiles el incremento de presión se debe a la recarga continua de magma desde la zona de origen o desde una cámara magmática más profunda; así como al ascenso hidrostático del magma por la diferencia de densidad.
- 2.** Enfriamiento progresivo del magma en una cámara magmática superficial, ya que aunque este no siga ascendiendo, también provoca una sobrepresurización debido a la sobresaturación de volátiles. Entre más enfriamiento y cristalización del magma, el líquido residual se enriquece en volátiles lo que produce una separación del líquido y el gas que aumenta la presión interna, colapsando la cámara magmática.
- 3.** Desestabilización de la cámara magmática a causa de movimientos tectono-estructurales.

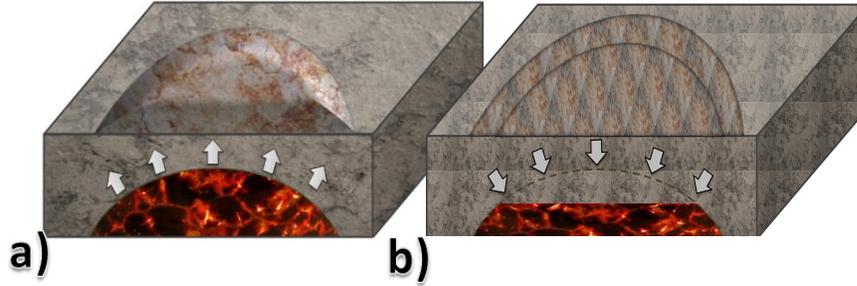


Figura 10. Mecanismo de Sobrepresurización: a) inicia un aumento de volumen y presión dentro de la cámara magmática; b) caldera volcánica de colapso.

3.3. Procesos de formación

Los procesos característicos que se llevan a cabo hasta la formación de una caldera de colapso (Fig. 11 y Fig. 12), se definirán a continuación basándose en las aportaciones de Smith et al. (1968), Williams (1941) y Francis (1983).

✦ Etapa I.

Esta etapa implica el ascenso de magma debido a su menor densidad, que se emplazara temporalmente en diferentes niveles de la litósfera hasta su ascenso a la superficie, formando con ello una cámara magmática o plúton (Williams, 1941; Smith et al., 1968; Francis, 1983; Komuro et al., 1984; Gudmundsson, 1988a) (Fig. 13) cuya profundidad sea menor de 11.5 km de profundidad. De acuerdo con algunos experimentos realizados por Walter et al. (2001) después de la profundidad antes mencionada, ya no es posible obtener un colapso de la cámara magmática. Consecuentemente, las calderas de colapso son resultado del derrumbe de reservorios magmáticos superficiales.

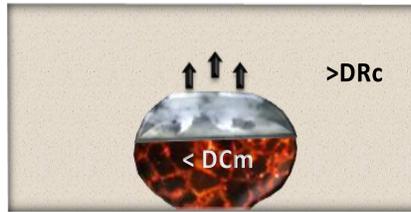


Figura 13. Cámara Magmática emplazada en la litosfera y ascendiendo hacia la superficie, debido a la su baja densidad (D_{Cm}) en comparación con las rocas encajonantes (D_{Rc}).

✦ **Etapa II (E.II)** (Ver figuras 11 y 12)

A partir de esta etapa, la forma en que se origine la evolución de una caldera volcánica estará definida por el tamaño de la cámara magmática. En esta etapa se puede formar un aparato volcánico, lo que significaría que su cámara magmática es de menor tamaño, a comparación de la cámara magmática de las calderas de colapso en las que no se origina un volcán, únicamente domos, que iniciarán el colapso.

Conforme el magma se acumula dentro de la cámara magmática, la presión ejercida por la saturación de gases provoca que el magma ascienda hacia partes, donde la presión litostática trate de igualar la presión que existe en la cámara magmática (Martí et al., 1999; Martí et al., 2005). El incremento de presión producido por este proceso puede verse favorecido por la entrada de nuevo magma en la base de la cámara, lo que podría disparar una erupción, aunque el contenido en gas sea aún relativamente bajo (Smith, 1968). Este episodio en la

formación de las calderas (sobrepresurización) provoca que en la superficie tumescencia que la fractura en anillos, por esfuerzos de tensión.

⊕ **Etapa III (E.III)** (Ver figuras 11 y 12)

En la cámara magmática existen zonas de composición diferente, que son el resultado de la composición que el magma posea (Francis, 1983). En este momento se empiezan a formar las primeras burbujas de gas dentro del magma, las cuales irán aumentando en número y tamaño. Este proceso es típico de las cámaras magmáticas superficiales que están ocupadas por magmas evolucionados, normalmente muy ricos en H₂O (Williams, 1941; Martí et al., 1999; Martí, 2003). A medida que el proceso de enfriamiento y cristalización del magma continúa, también aumenta su presión interna lo que producirá que el ritmo de erupción aumente (Matumot, 1963; Martí et al., 1999).

Finalmente se origina la erupción volcánica, que escapa por las fracturas anulares que se originaron en la etapa II. Estas fracturas anulares tendrán diámetros aproximados de 50 a 100 metros (Francis, 1983) y por ellas escaparan emisiones de potentes columnas eruptivas que alcanzan alturas superiores a los 25/30 kilómetros (Columna Pliniana) (Fig. 14). De estas columnas se desprenden por gravedad piroclastos pumíticos de tamaño variable que en función de la altura de la columna alcanzan extensas áreas de dispersión (Matumot, 1963; Domínguez, 2003).

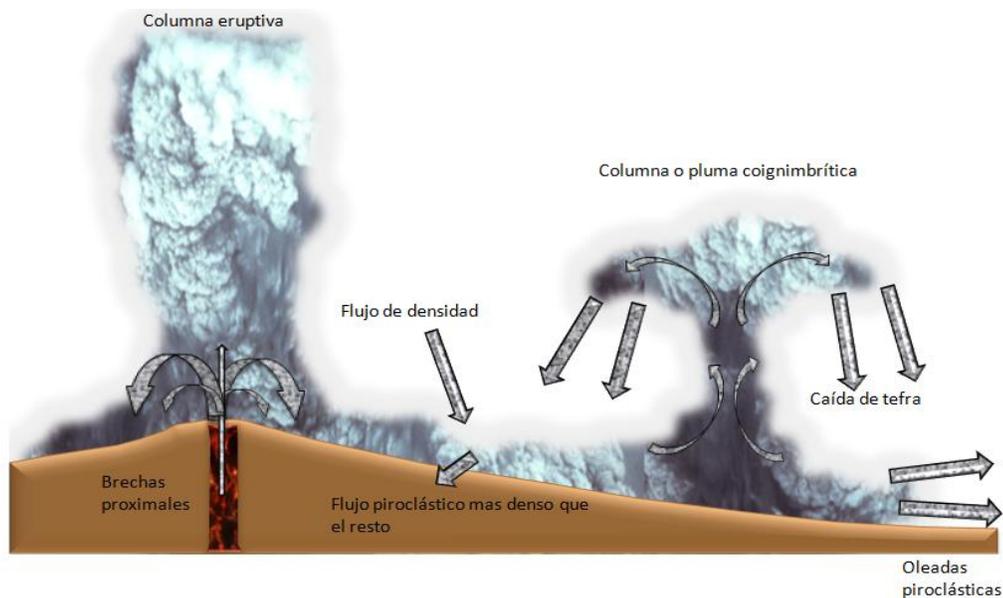


Figura 14. Columna eruptiva pliniana semejante a las que se presentan durante la etapa III de una caldera de colapso (modificado de Druitt et al., 1999).

Los desplomes totales o parciales de las columnas eruptivas plinianas dan origen a la formación de flujos piroclásticos que propician el desarrollo de fuertes precipitaciones y la formación de destructivos lahares (Silva-Mora et al., 1982; Druitt, 1998; Walter et al., 2009).

✦ **Etapa IV (E.IV)** (Ver figuras 11 y 12)

Una vez que se generaron las erupciones plinianas, el volumen de la cámara magmática disminuye. Dicho volumen actuaba como la columna que sostenía el techo de la cámara, al no existir dicha columna, la presión litostática que mantenía un equilibrio con la presión de la cámara magmática, se colapsa a lo largo de las fracturas anulares creadas durante la etapa III. Dicho colapso conforma una serie de fallas normales e inversas a lo largo de la estructura, la

cantidad o frecuencia de las mismas (Clough et al., 1909; Escher, 1929; Williams, 1941; Smith et al., 1968; Lipman, 1997; Branney, 1995; Lipman, 2000; Roche et al., 2000; Acocella, 2007). En esta etapa podemos decir que se ha generado una caldera de colapso.

Por otro lado si la columna pliniana generada por una erupción explosiva no tiene la energía suficiente o la densidad adecuada (menor que la de la atmósfera circundante) para poder desarrollarse o mantenerse como una columna convectiva, esta cede y el resultado son flujos densos de una mezcla de gases y partículas sólidas a muy alta temperatura ($\sim 700^{\circ}\text{C}$) que se desplazan a grandes velocidades (~ 550 km/h) denominados coladas piroclásticas (Smith et al., 1968). Cuando estos flujos son más diluidos (como en el caso de las calderas de colapso) se presenta un movimiento más turbulento y se denominan oleadas piroclásticas. El conjunto de flujos que incluye coladas y oleadas piroclásticas junto con casos intermedios se denomina flujo piroclástico (Francis, 1983; Martí et al., 2000).

✦ **Etapa V (E.V)** (Ver figuras 11 y 12)

Los depósitos mencionados en la etapa III son muy importantes, pues se consideran como una característica importante en la identificación de calderas volcánicas de colapso, ya que sus vestigios quedaran dispersos en las regiones circundantes y rellenarán la caldera con ignimbríta.

Por otro lado las paredes de la caldera se empiezan a erosionar y con ello a formar nuevas estructuras de falla (Williams, 1941; Francis, 1983).

✦ **E.V (opcional)** (Ver figuras 11 y 12)

En algunos casos como los de Crater Lake (Oregón, E.U.A); Lago Toba (Sumatra Indonesia); Caldera de Tengger (Java, Indonesia) (Francis, 1997; Lipman; 2000; Geyer et al., 2006) (Fig. 15) entre otras; se puede llegar a formar un lago en el interior de la estructura, debido a la topografía de cuenca que adquieren, lo que propicia un drenaje centrípeto que puede formar un lago y con ello depósitos lacustres.

Las etapas posteriores al colapso de la caldera forman parte del proceso que conlleva a la creación de las calderas resurgentes, que pese a que pertenecen al mismo ciclo, se mencionaran en el apartado 3.6., debido a que se deben considerar otros conceptos que serán abordados en el apartado 3.4. (Estructura de las Calderas) y 3.5. (Clasificación Morfológica).

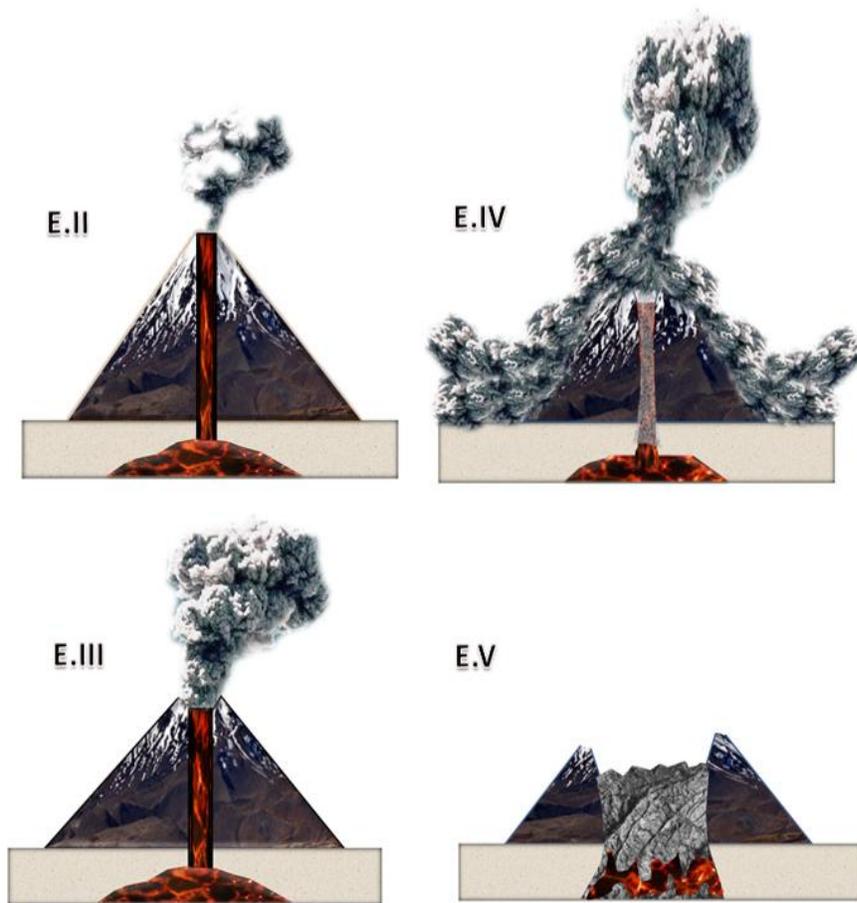


Figura 11. Esquema que representa las diferentes etapas hasta el colapso con un aparato volcánico presente (E.II-primeras erupciones cuya intensidad es leve; E.III-incremento de las erupciones volcánicas; E.IV- ascenso de la mayor parte de los volátiles que ocupaban la cámara magmática. Inician las erupciones fuertes de tipo plinianas; E.V- se colapsa la parte superior del cono dentro de la cámara magmática; debido que el volumen que esta ocupaba disminuyo gracias a las erupciones. Se crea una caldera de colapso.) (Modificado de Williams, 1941).

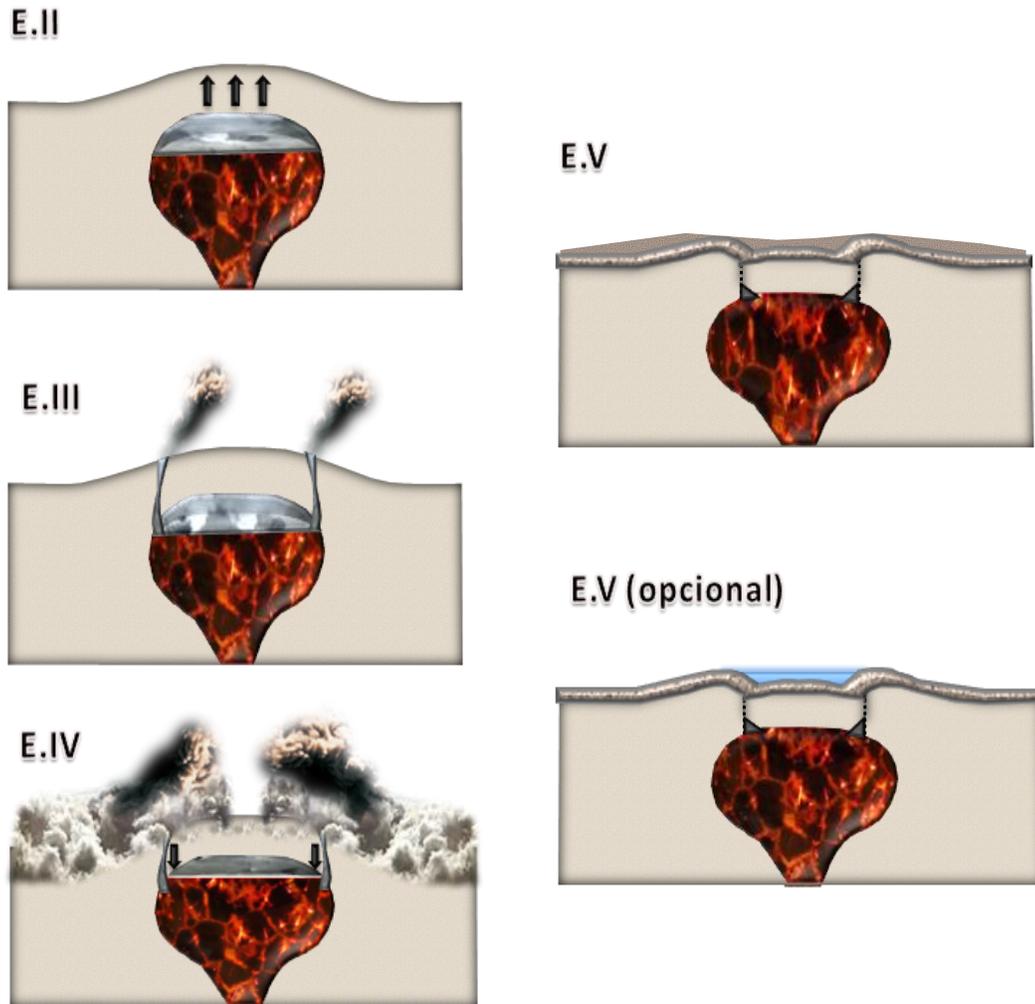


Figura 12. Esquema que representa las etapas de colapso sin estar presente un aparato volcánico (E.II- la cámara asciende debido a su menor densidad. Se empieza abombar la superficie fracturándola en anillos; E.III- se producen erupciones plinianas cuyo escape es por las fracturas anulares; E.IV- se colapsa el techo de la cámara magmática, despresurizando casi por completo la cámara por medio de erupciones más intensas. Se genera la caldera de colapso; E.V- las erupciones cubren la caldera y sus alrededores con depósitos piroclásticos; E.V (opcional)- también puede formarse un lago en la depresión generada por el colapso.) (Modificado de Francis, 1997).

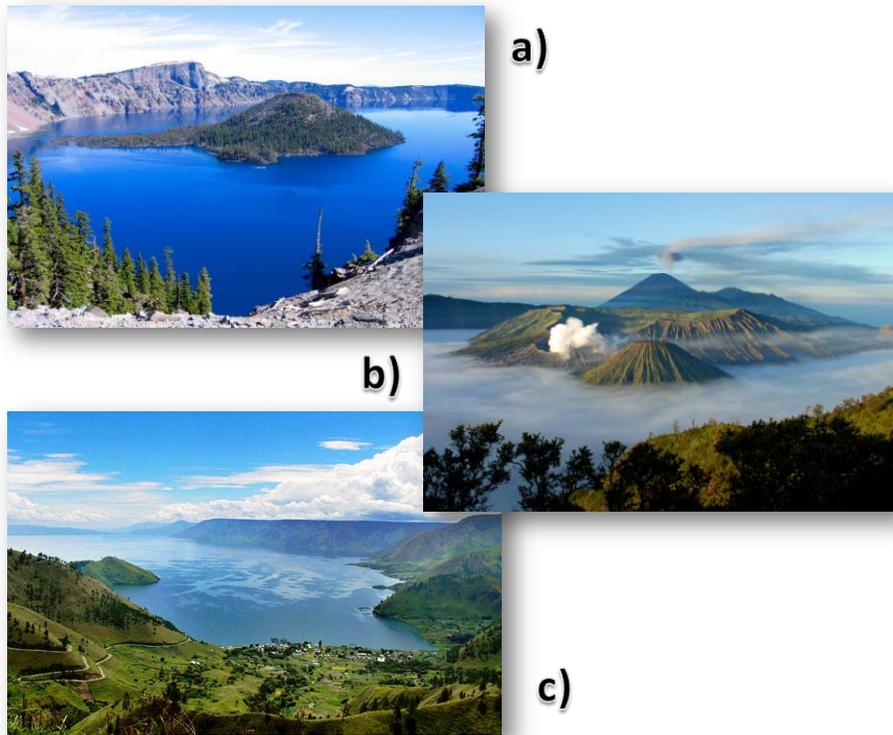


Figura 15. Calderas a las que después del colapso se formo un lago: a) Crater Lake (Oregón, E.U.A) (Fuente de imagen: www.bluehighways.wikispaces.com/6-2?f=print); b) Lago Toba (Sumatra Indonesia) (fuente de imagen: www.bluehighways.wikispaces.com/6-2?f=print); c) Caldera de Tengger (Java, Indonesia) (fuente de imagen: www.alertatierra.com/VolBromo.htm).

3.4. Estructura de la caldera

Basándose en un modelo sencillo “tipo piston”, Lipman (1997) caracterizo una caldera tomando como criterios los siguientes elementos estructurales y morfológicos (Fig. 16):

- **Anillo topográfico**
- **Pared interna**

- **Cuello del colapso**
- **Fracturas periféricas** (si están presentes)
- **Piso estructural de la caldera de colapso (Cc)**
- **Relleno intracaldera**
- **Cámara magmática sobreyacente o plúton solidificado**

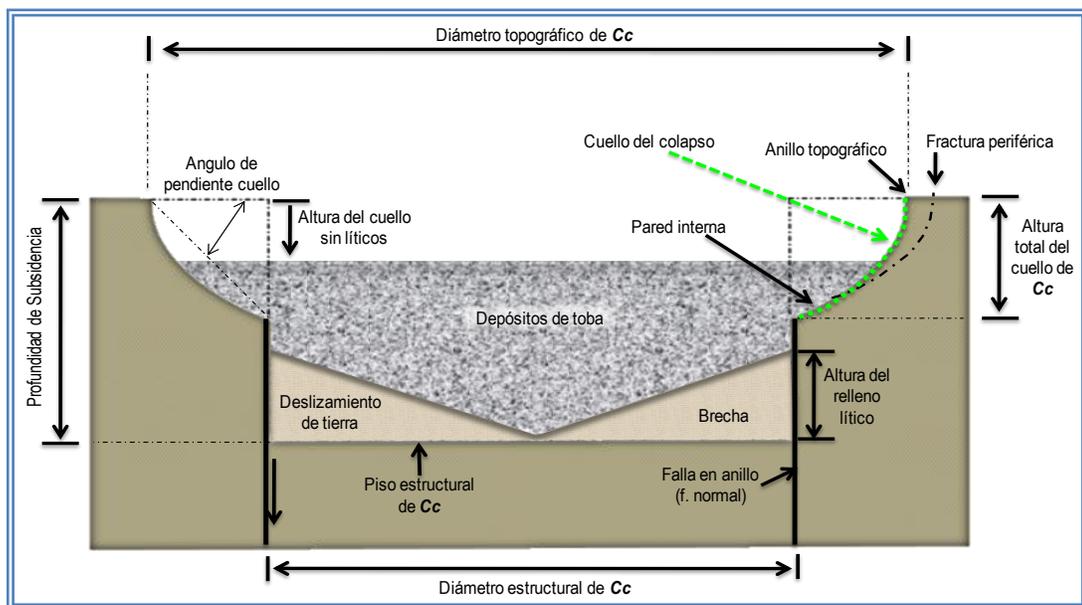


Figura 16. Modelo simplificado de la subsidencia de una caldera de colapso (Cc) (modificado de Lipman, 1997).

✦ ANILLO TOPOGRÁFICO

Es el escarpe superior que rodea a la subsidencia, éste se puede apreciar en la superficie con la ayuda de fotografías aéreas, imágenes de satélite o mapas topográficos, ejemplo: Caldera Amealco, que se encuentra entre Querétaro y Michoacán, México (Fig. 17).

En las calderas jóvenes, el anillo topográfico está definido por el área total de la subsidencia, aunque las fracturas se extiendan más allá de la circunferencia de la caldera de colapso. En el caso de las calderas viejas, el anillo topográfico original es modificado por procesos de erosión y puede reducir o ampliar el diámetro topográfico de la caldera.

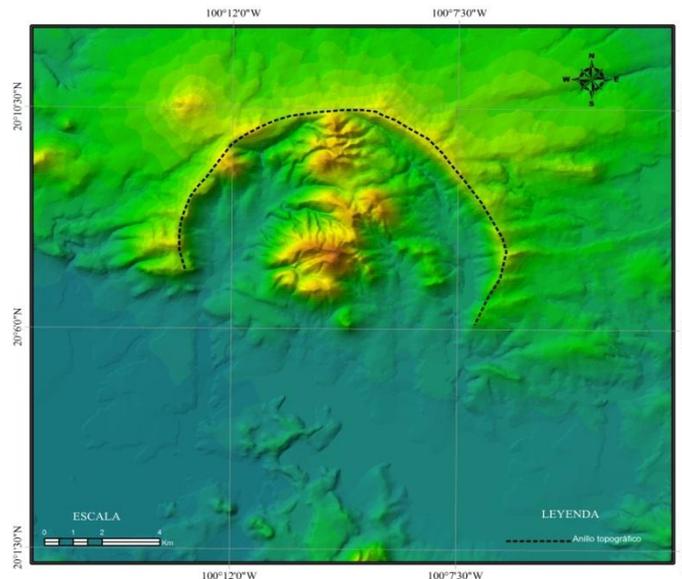


Figura 17. Representación en un modelo digital de elevación, del anillo topográfico de la Caldera Amealco basado en Aguirre-Díaz (1996).

✚ PARED INTERNA

Es el escarpe creado en la parte superior de la caldera, y en perfil, se observa como la parte cóncava que se aplanar por la pendiente. Las partes superiores de la pared interna, corresponden a la primera falla o subsidencia; sin embargo, durante y después del colapso las rocas que se desprenden pueden modificar la morfología.

✦ **CUELLO DEL COLAPSO**

Es la forma que adquiere la parte superior al diámetro topográfico de la caldera de colapso, debido al material extraído durante procesos de remoción de masas o deslizamientos rotacionales. Este puede ser parcialmente cubierto por los depósitos de toba, que se acumulan en la subsidencia de la caldera. Se puede medir el ángulo del cuello de colapso, por medio de una línea recta imaginaria que va del anillo topográfico a la base de la altura total del cuello de colapso y suele ser mayor de los 25°.

✦ **FRACTURAS PERIFÉRICAS** (si están presentes)

Son fallas curvadas o en forma de anillo que delimitan la caldera, algunas se encuentran expuestas a profundidad, debido a procesos de erosión, principalmente en calderas de 5 km o más de diámetro (ídem). Las fallas anulares se pueden adaptar dependiendo la elevación así como el tipo de colapso (ver apartado 3.5.).

Estas fallas pueden ayudar de manera inequívoca a definir la subsidencia en calderas jóvenes, mientras que en las calderas erosionadas o viejas la geometría de las fallas es más compleja a niveles de profundidad.

Si delimitamos correctamente las fallas en anillo podemos inferir el tamaño que tiene o tenía la cámara magmática que propicio el colapso y desarrolló una caldera.

✦ **PISO ESTRUCTURAL DE LA CALDERA DE COLAPSO (Cc)**

La geometría del piso de la caldera ha estado bien documentada en solo algunos pocos depósitos de flujos piroclásticos (e.g. Kumano en Japón), en los que los

estudios han dejado aún incierto el grado de perturbación durante la subsidencia. La verdad es que muy pocas calderas son erosionadas al extremo de exponer el piso estructural, ya que este es el que se encuentra de inmediato por encima del techo de la cámara.

✦ **RELLENO DE INTRACALDERA**

El relleno de intracaldera lo constituyen los depósitos que rellenan la caldera. Se consideran como la evidencia de los procesos que sufrió la estructura, pues con ellos se puede deducir el tiempo y geometría de la subsidencia. La mayoría de las calderas se derrumban durante los procesos eruptivos y sus depósitos se pueden intercalar con ignimbrita y brechas de las fallas que marcaron el colapso y que por lo tanto tienen bloques caídos de las paredes internas de la caldera.

En calderas pre-Holoceno, las ignimbritas y brechas de colapso son acomodados sincronizadamente con la subsidencia de la cámara y complementados con depósitos de lavas jóvenes y tobas posteriores al colapso que escaparon por los conductos de la caldera. Los depósitos o rellenos intracaldera, pueden tener un espesor de varios kilómetros.

Por otro lado, los escombros procedentes de la erosión de las partes topográficas más altas y de los depósitos derivados de otros centros volcánicos. Los sedimentos posteriores a la formación de la caldera de colapso tienden a ocultar, las estructuras volcánicas primarias, especialmente en calderas no resurgentes,

impidiendo la interpretación de los procesos de subsidencias de algunas calderas grandes.

✦ CAMARA MAGMÁTICA SOBREYACENTE O PLÚTON SOLIDIFICADO.

Estudios recientes han otorgado un rol importante a los sills o lacolitos de rocas hipabisales de grano fino que forman domos durante el colapso de la caldera, (Gudmundsson, 1988b) y resurgencias (Fridrich et al., 1991; du Bray et al., 1991), incluso de ha introducido un término especial de “lacocaldera” (Henry et al., 1984) (Fig. 18).

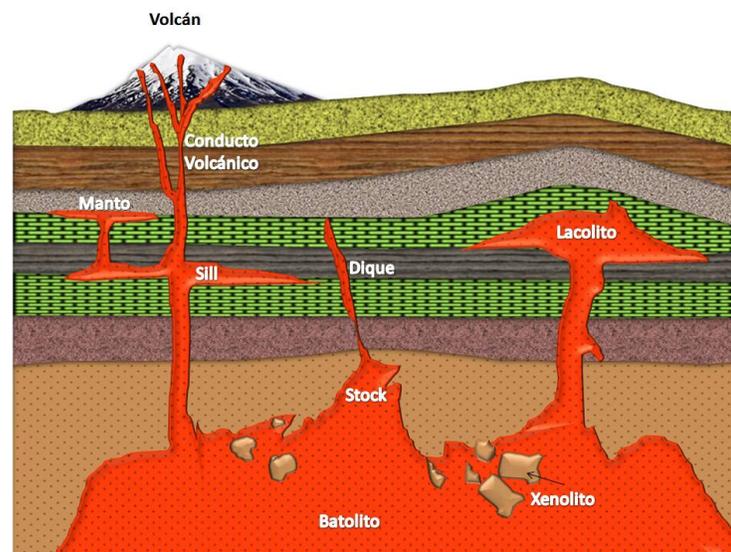


Figura 18. Tipos de emplazamientos de las rocas ígneas.

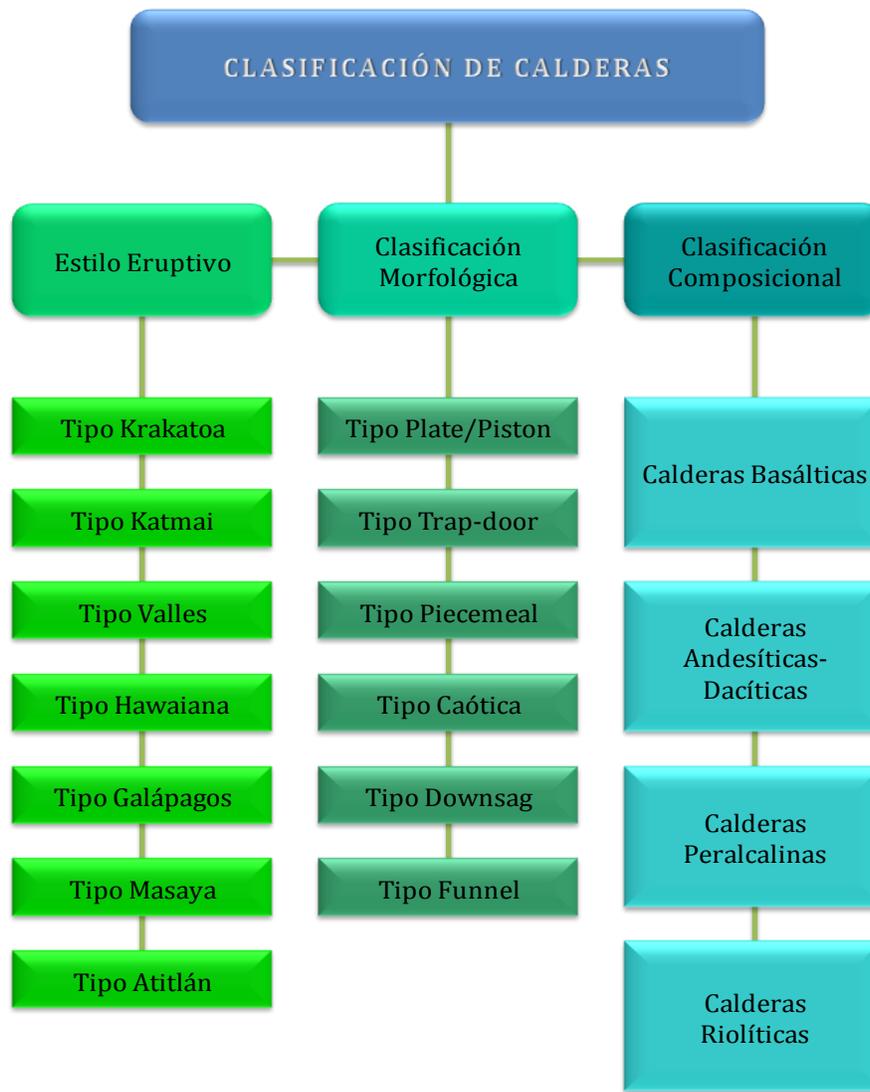
Las cámaras magmáticas suelen preservarse como plutones solidificados o batolitos. Los plutones son comúnmente emplazados a unos cuantos kilómetros de la superficie regional volcánica, sus techos son zonas prominentes dentro de rellenos syn-eruptivos asociados con la caldera.

La acumulación de magma silíceo de baja densidad en una cámara magmática amplia y poco profunda, que puede generar una elevación en la superficie y a su vez provocar esfuerzos de tensión que iniciaran fallas en anillo y permitirán el colapso de la caldera (Gudmundsson, 1988b; Martí et al., 1994).

3.5. Clasificación morfológica

En los últimos años, se ha tenido un interés especial por comprender de mejor manera la evolución de las calderas de colapso debido a la importancia que estas estructuras tienen en áreas como: geotermia y exploración minera (Stix et al., 2003).

Las calderas de colapso muestran una amplia gama de características que son constantes en la mayoría de las calderas alrededor del mundo, pero que a detalle son diferentes (Williams, 1941) (e.g., tamaño, forma de la subsidencia, composición de magmas y mecanismos de formación) lo cual han impedido que se logre realizar un modelo integral para dar una explicación certera respecto a la estructura y desarrollo de una caldera de colapso (Acocella, 2007). En un intento de englobar las características antes mencionadas, se presenta el siguiente compendio (Esquema 1), que ha sido resultado de las observaciones que diversos investigadores han registrado gracias a los datos de campo, perforaciones y datos geofísicos (Williams, 1941; MacDonald, 1972; Bailey, 1976; Williams et al., 1979; Druitt et al., 1984; Cas et al., 1987; Martí et al., 1994; Aguirre-Díaz, 1996; Lipman, 1997; Cole et al., 2005; Gottsmann et al., 2008; Acocella, 2007).



Esquema 1. Resumen de aborda las diferentes clasificaciones de las calderas de colapso (Williams et al., 1957; Lipman, 1997; Cole et al., 2004; Geyer, 2007).

Sin embargo, para fines de este trabajo, se ha tomado como material más importante, la clasificación morfológica de las calderas de colapso, debido a que será elemento clave en la descripción de los resultados obtenidos en el modelo análogo que se discutirá más adelante.

A continuación se describen los 6 diferentes tipos de morfologías que propuso Lipman (1997) basándose en la relación existente entre la geometría de la subsidencia y las estructuras resultantes.

1. TIPO PLATE/PISTÓN

Este tipo de colapso desarrolla la subsidencia de un bloque central de roca dentro de la cámara magmática a lo largo de las fallas en anillo que se produjeron por esfuerzos de tensión durante la despresurización y/o sobrepresurización de la cámara magmática (Fig. 19). Este tipo de calderas está asociada a erupciones voluminosas de cámaras magmáticas amplias (> 10 km de diámetro) y poco profundas. El diámetro del piso de la caldera debe exceder substancialmente su espesor.

El material erupcionado durante el colapso debe ser depositado de manera horizontal y no tener espesores considerables, ejemplo: Lake City (Steven et al., 1976).



Figura 19. Dibujo que ejemplifica el colapso Tipo Plate/Pistón, con fallas de buzamiento hacia adentro de la cámara magmática (modificado de Lipman, 1997).

2. TIPO TRAP-DOOR Ó DE VISAGRA

En este tipo de colapso se generan depresiones asimétricas con una falla parcialmente en anillo (vista en planta) (Lipman, 1997) que ejerce un movimiento semejante al de una bisagra de puerta, por lo cual se puede decir que deja incompleto el colapso del bloque que está por encima de la cámara (Acocella, 2007). A esta geometría de colapso, se le considera intermedia entre el de Tipo Plate/Piston y el Tipo Downsag (Fig. 20).

Se cree que estas calderas están relacionadas con erupciones pequeñas y con una cámara magmática asimétrica o con influencias tectónicas regionales, ejemplo: Calderas Mt. Aetna (Colorado, E.U.A.)(Steven et al., 1976) y Sakugi (al S-W de Japon) (Murakami et al., 1993).

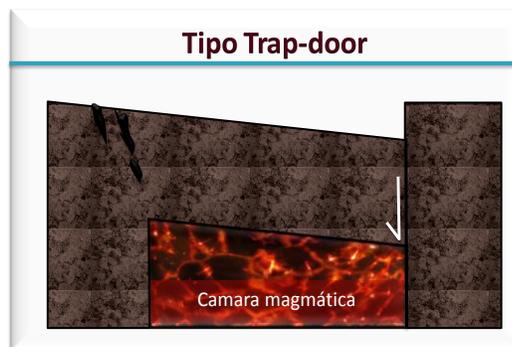


Figura 20. Representación de un colapso Tipo Trap-door o de Puerta de Trampa, con un mecanismo semejante al de una bisagra de puerta (modificado de Lipman, 1997).

3. TIPO PIECEMEAL

Las calderas pueden hundirse en numerosos bloques y/o tener múltiples centros de colapso (Lipman, 1997; Lipman, 2000; Willcox et al., 2008), lo que

hace más complejo su entendimiento (Fig. 21). Este tipo mecanismo de subsidencia puede tener diferentes orígenes. Por ejemplo, en un sistema complejo geoméricamente fracturado, es usual encontrar múltiples colapsos que son evidentes pues provoca que los bloques se aniden o sobrepongan causando un incremento en la subsidencia que en ocasiones es más evidente en algunas partes del interior de la caldera (Branney et al., 1994). El incremento de subsidencia así como la rotura en varios bloques, se puede deber a erupciones sucesivas de piroclastos, probablemente observables en los pisos de los múltiples bloques de la caldera que disminuyeron de forma recurrente a intervalos de decenas a cientos de miles de años. Ejemplo: Caldera Latera (Centro de Italia) (Nappi et al., 1991).

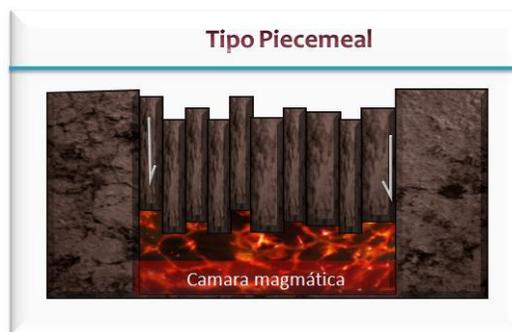


Figura 21. Colapso de tipo Piecemeal en donde el bloque central de la caldera se rompe en múltiples bloques (modificado de Lipman, 1997).

4. TIPO CAÓTICA

Esta estructura se caracteriza por la intensa ruptura y brechamiento de las rocas del piso de la caldera. Este es un importante proceso en la formación de las calderas. La subsidencia de Tipo Caótica ha tenido que ser interpretada

como un proceso que genera un material de baja densidad dentro de las calderas de colapso, dicho material puede ser observable en anomalías de gravedad negativa (Yokoyama, 1983; Yokoyama, 1987). De igual forma, pueden presentarse brechas líticas por el colapso del techo de la cámara magmática debido a procesos de despresurización.

5. TIPO DOWNSAG

Se define como el tipo de colapso cuyas fallas en anillo no se forman o no penetran en la superficie del suelo. En su lugar, las rocas que cubren la cámara magmática se deforman o flexionan pero sin fractura. Por lo tanto no se distinguen las paredes de la caldera, solo se inclina ligeramente la superficie hacia el centro de la caldera de colapso (Walker, 1984) (Fig. 22).



Figura 22. La geometría de colapso Tipo Downsag es no se logran formar fallas en anillo, que colapsen el techo de la cámara magmática; sin embargo se pueden llegar a formarse fracturas (modificado de Lipman, 1997).

Usualmente este tipo de hundimiento en el suelo, se produce en forma conjunta, por los procesos de colapso de otras geometrías de colapso (e.g. Tipo Pistón ó Tipo Trap-door). El hundimiento suele ocurrir inmediatamente antes de que se delimite la caldera total o parcialmente por fallas. Ejemplos: Caldera Ichizuchi (Yoshida, 1984).

6. TIPO FUNNEL Ó EMBUDO

Este tipo de estructuras son identificadas a menudo por respuestas geofísicas que son en forma de “V” ó Funnel ó Embudo (Cole et al., 2004). Anomalías semejantes pueden ser resultado de hundimientos de Tipo Downsag, Piecemeal o probablemente de hundimientos recurrentes durante las sucesivas erupciones (Lipman, 1997). Por estas razones, Lipman (2000) considera que las calderas de Tipo Funnel, no deben de considerarse como un tipo separado aunque su forma es el resultado de varios procesos (Fig. 23).

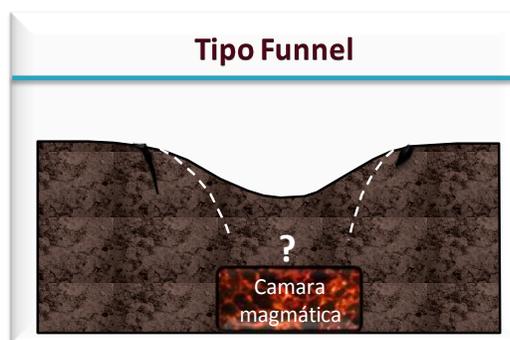


Figura 23. Las calderas de este tipo tienen una cámara magmática pequeña con diámetros que van aprox. De 2 a 4 km de diámetro en su anillo topográfico (modificado de Lipman, 1997).

Las calderas pequeñas (~2-4km de diámetro en su anillo topográfico) comúnmente tienen una geometría de embudo, a causa del elongamiento por la caída de la pared interna, gracias a que carece de fallas en anillos que delimiten un colapso. Se cree que este tipo de estructuras se han formado por cortezas relativamente débiles en los arcos de islas jóvenes, en contraste con las fallas en anillo y una subsidencia de Tipo Plate/Piston en calderas de ambientes cratónicos.

Finalmente, es prudente mencionar que la clasificación anterior puede ser un tanto restrictiva (Cole et al., 2005), pues no es tan útil en la documentación de un estilo de colapso que pueda corresponder a diferentes tipos de morfologías, además de dejar cabos sueltos como (Acocella, 2007):

- Manera en que se acomoda la subsidencia del bloque central a profundidad
- No existe un parámetro invariable que delimite de manera rotunda las fallas en anillo alrededor de la estructura.
- No se puede establecer el desarrollo de los mecanismos establecidos en los diferentes tipos de colapso o si existen relaciones genéticas con los otros tipos.

Sin embargo, la elaboración de modelos análogos y matemáticos puede ir depurando la clasificación propuesta por Lipman (1997), para obtener mejores y más amplios conocimientos acerca de las calderas de colapso.

3.6. Calderas Resurgentes.

Cuando se desarrolla una caldera de colapso, se podría pensar que la actividad volcánica termina; pero, por el contrario muchas veces esta es inicio de una nueva actividad volcánica a una escala menor, que está representada por el volcanismo resurgente, que en el mejor de los casos es caracterizado por domos.

Las calderas resurgentes presentan un fondo que se ha arqueado lentamente durante miles de años desde su última erupción (Smith et al., 1968; Francis, 1983). Estas calderas son comunes en sistemas volcánicos y presentan una actividad volcánica que se reanuda después del colapso de la cámara magmática (Acocella et al., 2000). Son características estructurales dentro y alrededor de los márgenes estructurales de la caldera, que suelen salir por conductos de respiración y fracturas que están comunicados con la cámara magmática. Ejemplo: Crater Lake, U.S.A. (Williams, 1941); Caldera Long Valley, California (Smith et al., 1968).

El desarrollo de este tipo de calderas ha sido clásicamente caracterizado por Smith et al. (1968) en siete etapas de desarrollo, de las cuales, las primeras tres abarcan los procesos de formación de calderas de colapso, que se describieron en la sección 3.3., las otras cuatro implican procesos relacionados directamente con la formación de domos resurgentes (Fig. 24 y 25). Dichas etapas son:

- **Tumescencia de la superficie a nivel regional y generación de fracturas en anillo (ver sección 3.3.).**
- **Erupciones durante la formación de la caldera (ver sección 3.3.).**

- **Colapso de la Caldera (ver sección 3.3.).**
- **Volcanismo pre-resurgente y sedimentación.**
- **Domos resurgentes.**
- **Mayor vulcanismo en las fracturas anulares.**
- **Actividad solfatarica y fuentes hidrotermales.**

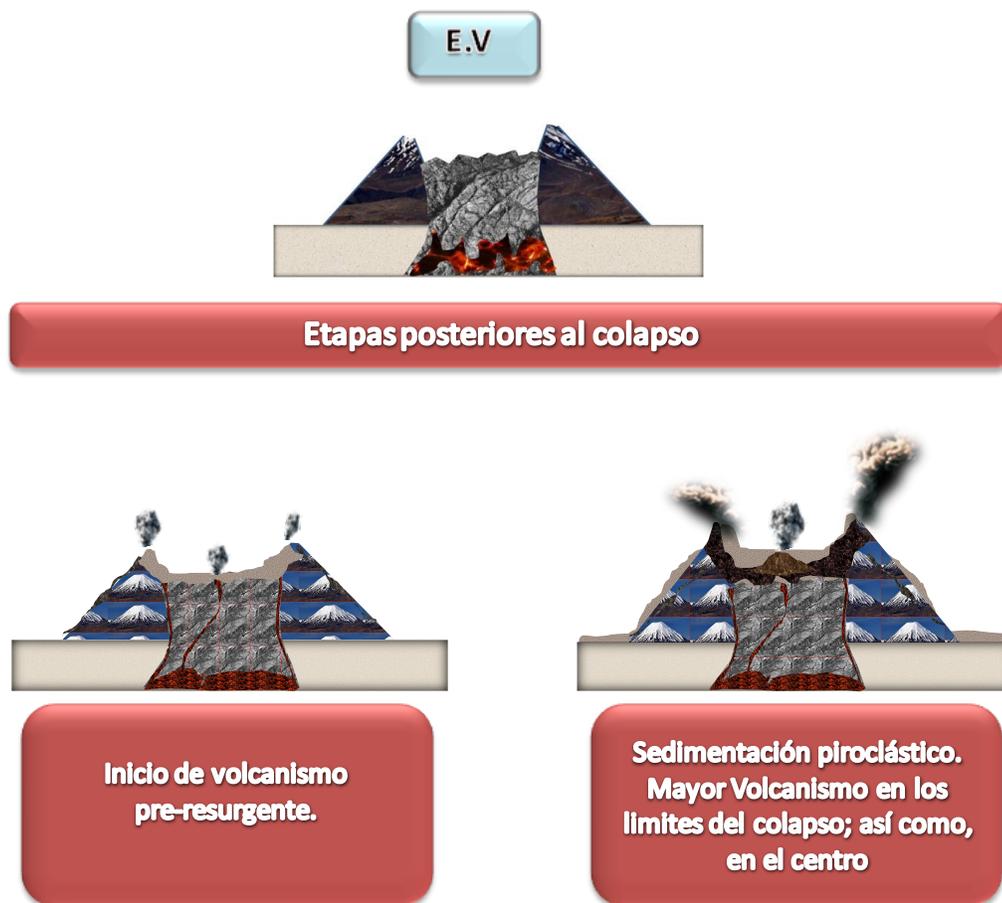


Figura 24. A continuación de las etapas de formación una caldera volcánica (ver sección 3.3.). Representación generalizada de calderas resurgentes en un contexto que involucra un aparato volcánico (modificada de Smith et al., 1968).

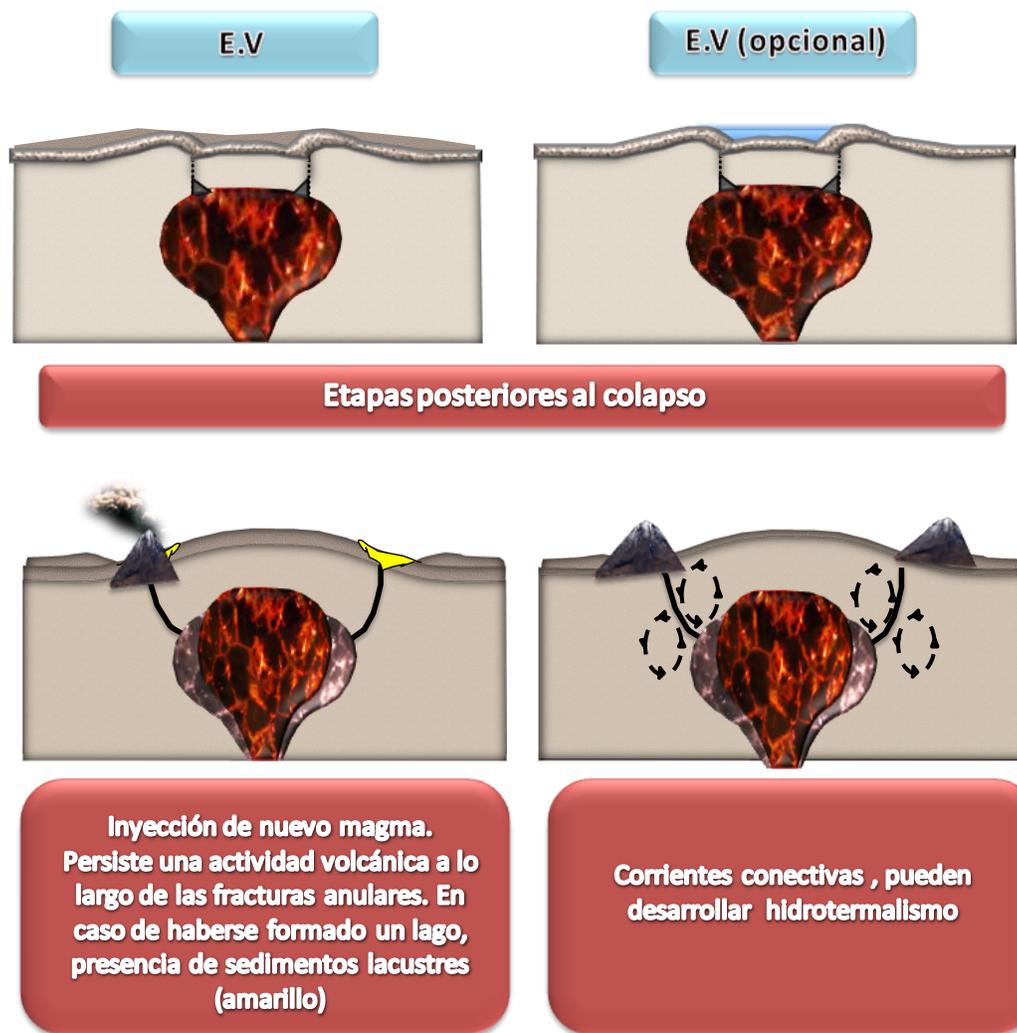


Figura 25. A continuación de las etapas de formación una caldera volcánica (ver sección 3.3.). Representación generalizada de calderas resurgentes, en cámaras magmáticas mas grandes, que las que forman un aparato volcánico único (modificado de Francis, 1983).

4. MODELOS ANALOGOS

4.1. Antecedentes

Los estudios de campo que se realizan para el estudio de las calderas, están enfocados en el aspecto estructural y de depósitos volcánicos.

Ciertamente los estudios de campo son muy útiles al igual que la información que proporcionan los instrumentos de ayuda como:

- ⊕ Imágenes de satélite,
- ⊕ Estudios geomorfológicos,
- ⊕ Datos obtenidos a través de la Geofísica,
- ⊕ Elaboración de láminas delgadas,
- ⊕ Estudio de los depósitos hidrotermales, geotermales o de menas metálicas,
- ⊕ Observación directa de los procesos volcánicos, que aunque suelen ser muy escasos, son importantes, porque proporcionan la información necesaria para tener un mayor conocimiento sobre la actividad volcánica previa al colapso de la caldera.

Sin embargo, la información que se recaba con este tipo de instrumentos suele ser limitada y en ciertos casos incierta (Geyer et al., 2006; Geyer 2007).

Los modelos experimentales utilizan la información que se recopila en campo con la finalidad de ir un paso más allá: llevar la interpretación de estos datos a un plano tridimensional en una escala accesible (milímetros a metros) y dentro de un lapso

de tiempo razonable (minutos a días), de forma que se le permita al investigador observar y describir los procesos efectuados durante el colapso de las calderas.

Los modelos experimentales se pueden clasificar según el tipo de material que utilice (Mader et al., 1994): modelos naturales (requieren materiales iguales a del fenómeno que se pretende simular) y modelos análogos o de simulación (pretenden simular con materiales semejantes determinado comportamiento de un fenómeno natural). Este último se utiliza para simular procesos a gran escala.

Los modelos análogos o de simulación para los mecanismos de colapso, definen la evolución de la deformación y el papel de los diferentes parámetros que la controlan (Acocella, 2007), son útiles e indispensables para: explorar nuevos fenómenos y aportar observaciones de procesos desconocidos, verificar hipótesis y modelos teóricos así como para realizar modelos computacionales o también denominados matemáticos.

Además, proporcionan soluciones a las discontinuidades tales como el desarrollo de fallas. Los modelos son especialmente utilizables en la reconstrucción de los mecanismos de deformación y a los asociados a patrones estructurales.

Por otro lado, también existen limitaciones en este tipo de modelado (Cespuglio et al., 1996; Natale et al., 2005; Guidarelli et al., 2006; Nunziata et al., 2006;

Acocella, 2007; Geyer et al., 2006):

- ⊕ La roca encajonante es homogénea en un modelo análogo lo que provoca variaciones composicionales y mecánicas que pueden ser relevantes en la obtención de resultados y conclusiones del trabajo.
- ⊕ Los materiales análogos capturan muy raramente el tipo de rango de comportamiento físico-químico del sistema natural.
- ⊕ La dificultad de simular los gradientes de temperatura a los que se encuentra sometida la cámara magmática.
- ⊕ La variación de volumen del reservorio análogo que resulta en una deformación extra del material, mientras alguna corteza dúctil que sobreyace a la cámara magmática es despreciada.
- ⊕ Es posible que algunas características cruciales para el proceso que se está estudiando sean diferentes a las reales alterando de esta forma el resultado a escala e impidiendo la comparación del modelo análogo con la realidad.
- ⊕ La aparente imposibilidad de inyectar diques análogos y,
- ⊕ El hecho de que solo se pueden simular fracturas de carácter extensivo.

4.1.1. Estudios análogos experimentales sobre calderas de colapso

En términos generales los modelos análogos realizados durante los últimos 35 años se realizan de acuerdo con lo que se pretende conocer y según el tema que abordan.

Estos se pueden agrupar en:

a) Modelos de colapso a partir de un domo.

Colapso de caldera en la cima de un domo formado por la sobrepresurización dentro de la cámara magmática (Komuro et al., 1984; Komuro, 1987; Martí et al., 1994; Acocella et al., 2000; Walter et al., 2001).

Características:

- ▶ En las primeras etapas del experimento ó modelo análogo, se producen grietas radiales desde el centro del domo, posteriormente grietas concéntricas generadas desde el exterior del domo, donde las tensiones extensivas son mayores. Las grietas son rodeadas por un escarpe de falla.
- ▶ El material análogo que se emplee en el experimento determinará el número de fallas; así como, el espaciamiento de las grietas radiales y concéntricas (Fig. 26).

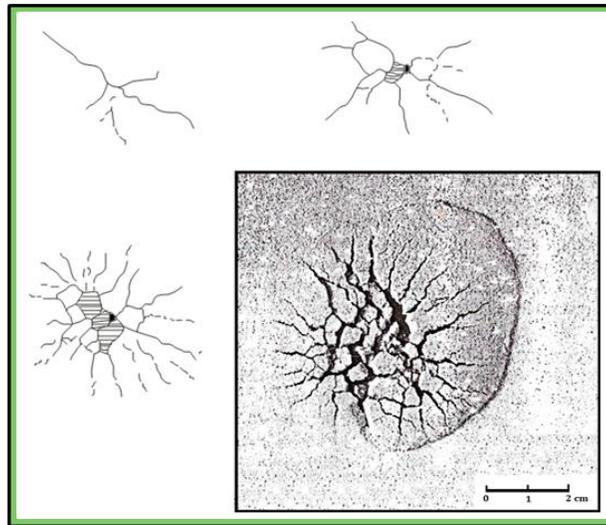


Figura 26. Formación de grietas radiales y concéntricas en modelos análogos cuyo colapso ocurre por la formación de un domo. (modificado de Komuro, 1987)

b) Modelos de colapso durante ciclos múltiples de deformación.

Desarrollo e intercalación de domos y colapsos de caldera por procesos de inflación y deflación (sobrepresurización y despresurización respectivamente) del reservorio magmático análogo. En este tipo de modelos se debe considerar una posible deformación tardía. (Walter et al., 2001; Lavallèe et al., 2004)

Características:

- ▶ En este tipo de modelado y durante el estado de tumescencia, se forman grietas y fracturas concéntricas y/o radiales.
- ▶ Las grietas radiales, fallas inversas dispuestas en forma concéntrica; así como, en forma de herradura, están típicamente definidas por la presencia de un graben con un diámetro aproximadamente a la mitad del reservorio.
- ▶ El máximo hundimiento es observado como una combinación de fallas normales e inversas (horst y graben) (Fig. 27) ubicados en la parte superior de un domo y desplazamientos extra en las fallas de anillo que producen la subsidencia. También hay presencia de fallas en echelon.
- ▶ Reactivación de fallas formadas durante el proceso de inflación en la fase del colapso y la subsidencia del bloque central controlado por fallas inversas con una inclinación hacia el interior, representada por ángulos altos.
- ▶ Evacuación subsecuente de la cámara magmática resultado de la formación de grietas radiales.
- ▶ Presencia de una subsidencia no coherente de la caldera en todos los experimentos cíclicos.

- ▶ Estructuras en domos propagados hacia el exterior e incremento en cantidad de estos.

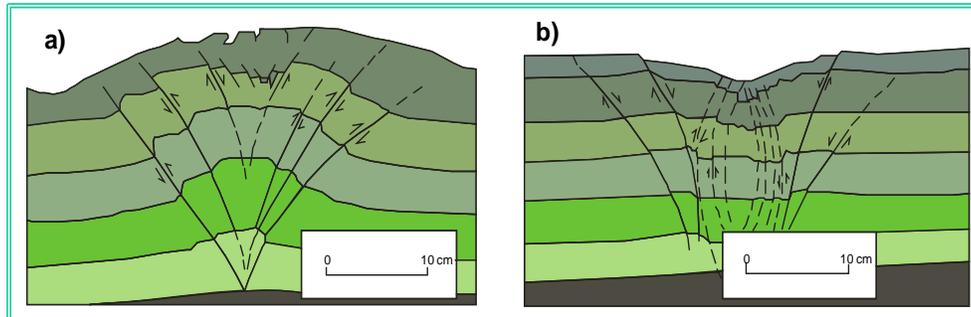


Figura 27. Esquemas de experimentos llevados a cabo por Martí et al. (1994), que muestran la estructura interna por medio de sistemas de fallas. (a) Sistema de fallas en un domo; (b) Sistema de fallas formadas después de la despresurización del domo. (modificado de Martí et al., 1994)

c) Modelos de colapso con la presencia de topografía

Estos modelos son desarrollados a partir de la presencia de un edificio volcánico (Walter et al., 2001; Lavallée et al., 2004) (Fig. 28).

Características:

- ▶ Los Complejos volcánicos son zonas aptas para la formación de calderas de colapso, ya que la carga volcánica incrementa las fallas e inducen tensión.
- ▶ Este tipo de colapso está condicionado a la relación que prevalece entre el tamaño del edificio volcánico (**Ev**) y el tamaño de la cámara magmática (**T_{cm}**) o reservorio análogo.
 - ▶ Experimentos cuya relación es: **T_{cm} > Ev**
 - ⊕ La mayoría de los resultados obtenidos en este tipo de experimentos da como resultado calderas de Tipo Trapdoor.

- ▶ Experimentos cuya relación es: $T_{cm} < Ev$
 - ⊕ La topografía afecta la distribución, localización y orientación de las fracturas.
 - ⊕ Casi siempre se observan las fracturas desorganizadas; es decir, sin ningún tipo de arreglo definido.
 - ⊕ El tipo de calderas que se observan son de tipo piecemeal.

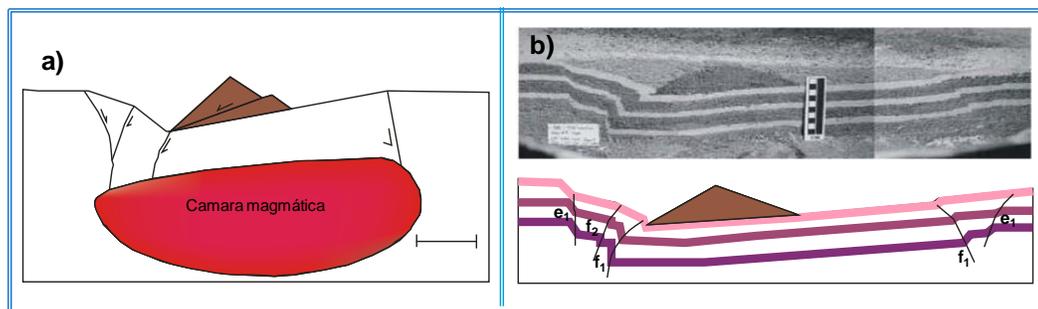


Figura 28. Esquemas resultantes de modelos de colapso con la presencia de topografía. **(a)** Representación que muestra el colapso asimétrico de los bloques que está por encima de la cámara magmática o reservorio magmático; **(b)** Sección transversal que representa con grandes masas topográficas, las fallas normales e_1 y f_2 , se encuentran a lo largo de f_1 , que se propaga al margen de la topografía. (modificado de Lavallée et al., 2004)

d) Modelos de colapso bajo un régimen tectónico específico (Acocella et al., 2004; Holohan et al., 2005) (Fig. 29).

Características:

- ▶ Elongación del reservorio magmático producto de la aplicación de esfuerzos regionales. Es probable que el sistema natural existan fracturas preexistentes que marquen el desarrollo del colapso.

- ▶ El hundimiento asimétrico puede esbozar una caldera de colapso elíptica, incluso si el reservorio análogo es circular.
- ▶ El colapso topográfico ejerce control sobre la expresión superficial de la estructura de caldera, mediante la determinación de los niveles de fallas que cruzan la superficie de la caldera. Este hecho provoca que la geometría de las fallas sea en anillo.
- ▶ Existencia de tensiones regionales simultáneas, que produce domos resurgentes ubicados en las configuraciones extensionales de los márgenes de la estructura de colapso. Los domos resurgentes provocan:
 - ⊕ Esfuerzos desviatorios
 - ⊕ Fallas inversas que rodean la depresión y reactivan las fallas normales de tipo regionales; sin embargo dicha reactivación, solo es observable en secciones perpendiculares.
- ▶ En un contexto tectónico extensional la forma del colapso es elíptica.
- ▶ En un contexto tectónico compresivo la forma del colapso es elíptica pero sus ejes son inversos.
- ▶ Sin la presencia de contextos tectónicos la forma del colapso es circular.

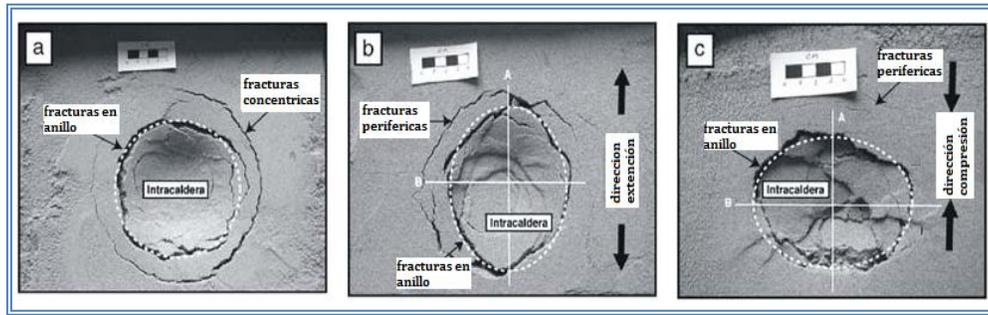


Figura 29. Fotografías vistas en planta. **(a)** Forma del colapso originado sin la presencia de un contexto tectónico; **(b)** Forma del colapso originado por un contexto tectónico extensivo, donde: **A** es el eje mayor y **B** el eje menor del elipsoide; **(c)** forma del colapso originado por un contexto tectónico compresivo en donde el elipsoide esta recostado y ahora, **A** es el eje menor y **B** es el eje mayor.

e) Modelos de colapso puro.

Colapso de caldera debido a una disminución en la presión dentro de la cámara magmática (Komuro et al., 1987; Martí et al., 1994; Roche et al., 2000; Acocella et al., 2000, 2001a; Walter et al., 2001; Lavallée et al., 2004) (Fig. 30).

Características:

- ▶ En este tipo de modelo la expresión “relación del aspecto de techo” (**R**), es la relación existente entre el espesor del techo con respecto a el ancho del mismo, será lo que defina el colapso.
- ▶ Cuando la **R** es menor, el tipo de subsidencia es de Tipo Pistón; es decir, con un bloque de subsidencia coherente y el colapso está controlado por la

combinación de fallas inversas hacia el exterior y fallas de anillo verticales o subverticales.

- ▶ Cuando el **R** es mayor, el colapso es de Tipo Funnel ó Embudo, lo que representa múltiples fallas inversas, donde hay un mayor diámetro a profundidad.

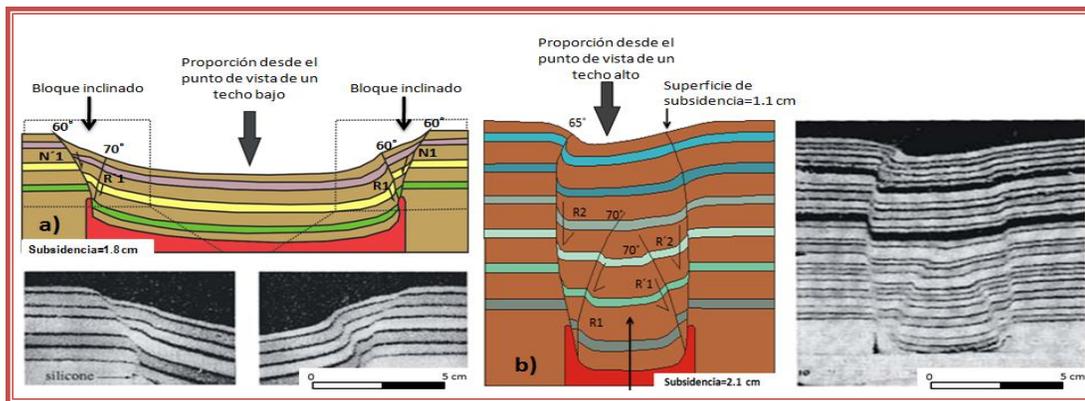


Figura 30. Representación esquemática de dos de los experimentos llevados a cabo por Roche et al. (2000). R (falla inversa); N (falla normal); (a) $R_{at} = 0.2$; (b) $R_{at} = 2$.
(Modificado de Roche et al., 2000)

4.1.2. Evolución y aplicación de los mecanismos que inducen el colapso de la caldera.

En la simulación de modelos análogos para calderas de colapso, se consideran los dos mecanismos inductores del colapso dentro de la cámara magmática: la sobrepresurización y la despresurización (Fig. 31 y 32) (ver Tabla 2.).

Los experimentos que se han realizado para lograr representar de manera más cercana el colapso de una caldera están basados en los dos mecanismos anteriormente mencionados ya que el objetivo es obtener un colapso como

resultado del emplazamiento del magma análogo dentro del reservorio (Komuro, 1987; Martí et al., 1994; Acocella et al., 2000; Roche et al., 2000; Walter y Troll, 2001; Troll et al., 2002; Kennedy et al., 2004; Lavallée et al., 2004; Geyer et al., 2006). Esta categoría incluye experimentos en los que está presente un campo de tensión regional. (Cailleau et al., 2003; Acocella et al., 2004; Holohan et al., 2005).

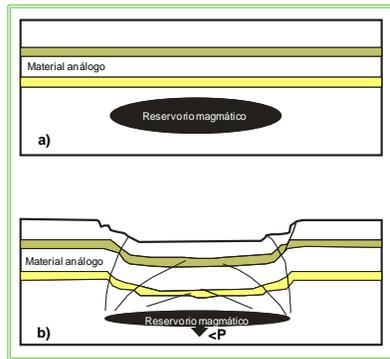


Figura 31. Experimento basado en el mecanismo de despresurización. (a) Condiciones iniciales en el modelo análogo; (b) colapso debido al aumento de presión en el reservorio magmático. (Walter et al., 2001).

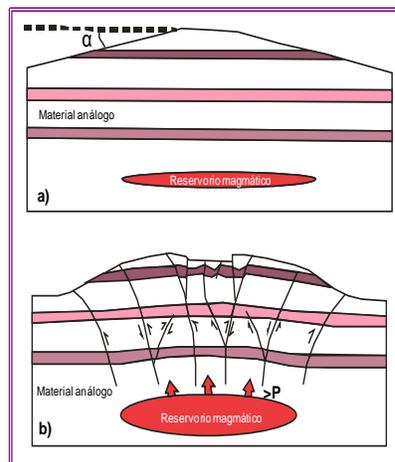


Figura 32. Experimento basado en el mecanismo de sobrepresurización (Walter et al., 2001).

Autor	Año	Sobrepresurizacion	Despresurizacion	Tension regional
Komuro et al. Komuro	1984 1987	X	X	
Martí et al.	1994	X	X	
Acocella et al. Acocella et al. Acocella et al. Acocella et al. Acocella et al.	2000 2001 a 2001 b 2002 2004	X X X	X X	X
Roche et al.	2000		X	
Walter et al.	2001	X	X	
Troll et al.	2002	X	X	
Cailleau et al.	2003			X
Kennedy et al.	2004		X	
Lavallé et al.	2004		X	
Holohan	2005			X
Geyer et al.	2006		X	

Tabla 1. Tabla resumida, que contiene a los autores que han hecho modelos análogos; así como el mecanismo que han utilizado en el proceso. (basado en Acocella, 2007; Geyer, 2007)

Simbología:

ϕ = diámetro de las partículas;

ρ =densidad;

c =cohesión;

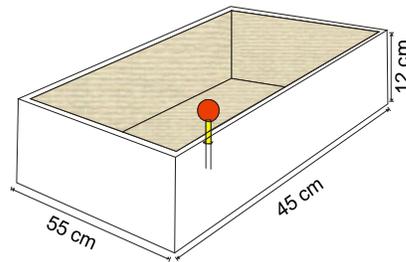
Φ =ángulo de fricción interna;

v =viscosidad.

Autor y año: Komuro *et al.*, 1984

Mecanismo que induce el colapso: sobrepresurización

Escala: 1:200,000



Material modelos S-1

Arena seca + polvo de arcilla

$$\rho = 1.25 \text{ g/cm}^3$$

$$\phi = 26^\circ$$

$$c = 1.3 \times 10^3 \text{ Pa}$$

Material modelos S-2

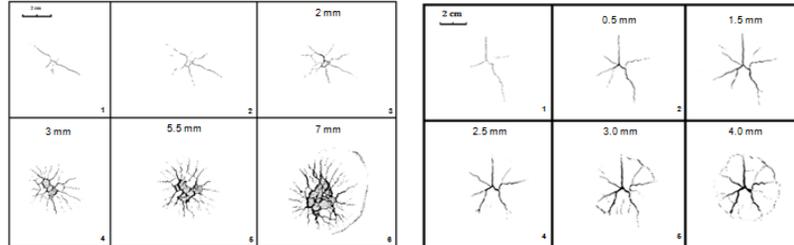
Arena seca + polvo de arcilla

$$\rho = 1.12 \text{ g/cm}^3$$

$$\phi = 28^\circ$$

$$c = 5.2 \times 10^3 \text{ Pa}$$

Resultados de obtenidos por Komuro *et al.* (1984).



Vista en planta de Modelo S-1

Vista en planta de Modelo S-2

Notas:

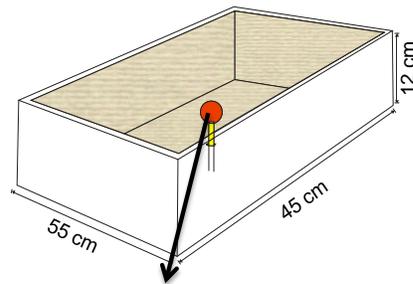
- ✦ Primero en realizar un modelo de colapso con materiales análogos, por lo tanto propone las bases para este tipo de modelado.
- ✦ El modelo de colapso fue realizado para una cuenca relacionada con el emplazamiento de magma con una esfera rígida (cámara magmática análoga).

- ✦ Por medio de los datos obtenidos en campo determina la profundidad de la cámara magmática tomando en cuenta el diámetro de la caldera que simulo (Distrito de Aizu, al NE de Japón).
- ✦ El material análogo que representa una corteza análoga quebradiza. El reservorio magmático es simulado con un balón rígido al cual se le inyecta aire con la ayuda de una bomba con motor, que mantiene una velocidad constante de llenado.
- ✦ En la superficie de deformación observaron grietas radiales y subsecuentemente grietas concéntricas.
- ✦ El fondo del área poligonal colapsada es una fracción de la altura del domo, mientras que su ancho es la mitad del ancho del domo.
- ✦ Concluyo que los resultados obtenidos en el experimento eran semejantes al del sistema natural.

Autor y año: Komuro, 1987

Mecanismo que induce el colapso: *despresurización*

Escala: 1:200,000



Reservorio análogo, simulado con hielo

Material modelos S-1

Arena seca + polvo de arcilla

$$\rho = 1.25 \text{ g/cm}^3$$

$$\phi = 26^\circ$$

$$c = 1.3 \times 10^3 \text{ Pa}$$

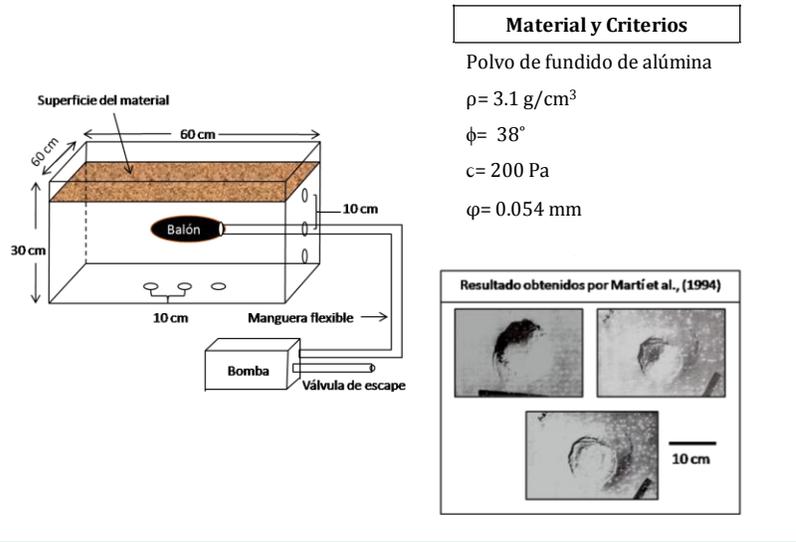
Notas:

- ⊕ Komuro, publica 3 años más tarde, un segundo artículo en el que utiliza criterios parecidos al experimento realizado en 1987, con excepción de que en esta ocasión el reservorio análogo está representado por hielo seco que imita el derrame efusivo del magma.
- ⊕ En el experimento, se pudieron observar fracturas en anillo con una inmersión hacia el exterior.
- ⊕ Los resultados indican que la cavidad subterránea causada por la evacuación del magma análogo del reservorio (hielo seco), puede producir fallas anillo con una inmersión hacia el exterior.
- ⊕ La forma del colapso es circular.

Autor y año: Martí *et al.*, 1994

Mecanismo que induce el colapso: *sobrepresurización y despresurización*

Escala: 1:100,000



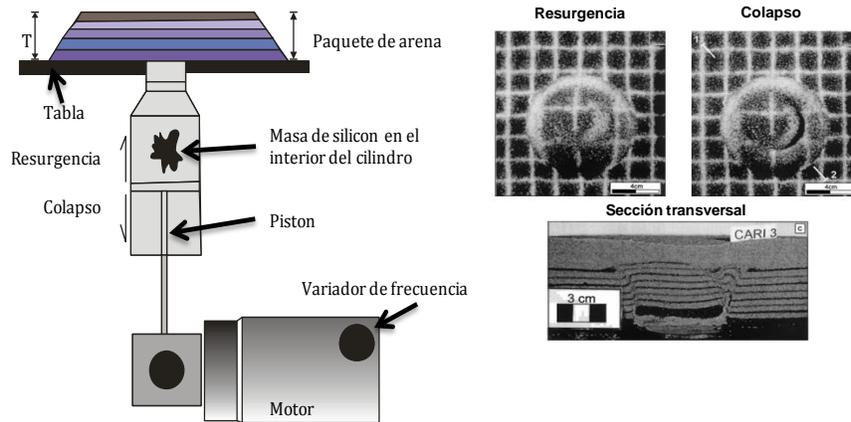
Notas:

- ✦ Simuló un domo por inyección de aire en un balón elástico que simula la cámara magmática análoga, dentro de la cual hay polvo de fundido de aluminio que representa la corteza superior análoga.
- ✦ La sobrepresurización del balón causa la deformación de la superficie del terreno y posteriormente la formación de un domo.
- ✦ En la primera etapa de formación del domo se forman fracturas irregulares con poca definición. Dichas fracturas conforme sigue el proceso evolucionan a fracturas en anillo que gradualmente se propagan hacia el interior y exterior de la estructura, hasta que algunas de ellas se transforman en fallas normales e inversas.

Autor: ¹Acocella *et al.*, 2000; ²Acocella *et al.*, 2001a; ³Acocella *et al.*, 2001b; ⁴Acocella *et al.*, 2002.

Mecanismo que induce el colapso: *sobrepresurización y despresurización*

Escala: 1:100,000



Material y criterio 1

Arena de cuarzo seco

$$\rho = 1.5 \text{ g/cm}^3$$

$$\phi = 35^\circ$$

$$c = 200\text{-}500 \text{ Pa}$$

Material y criterio 2

Masa de silicón

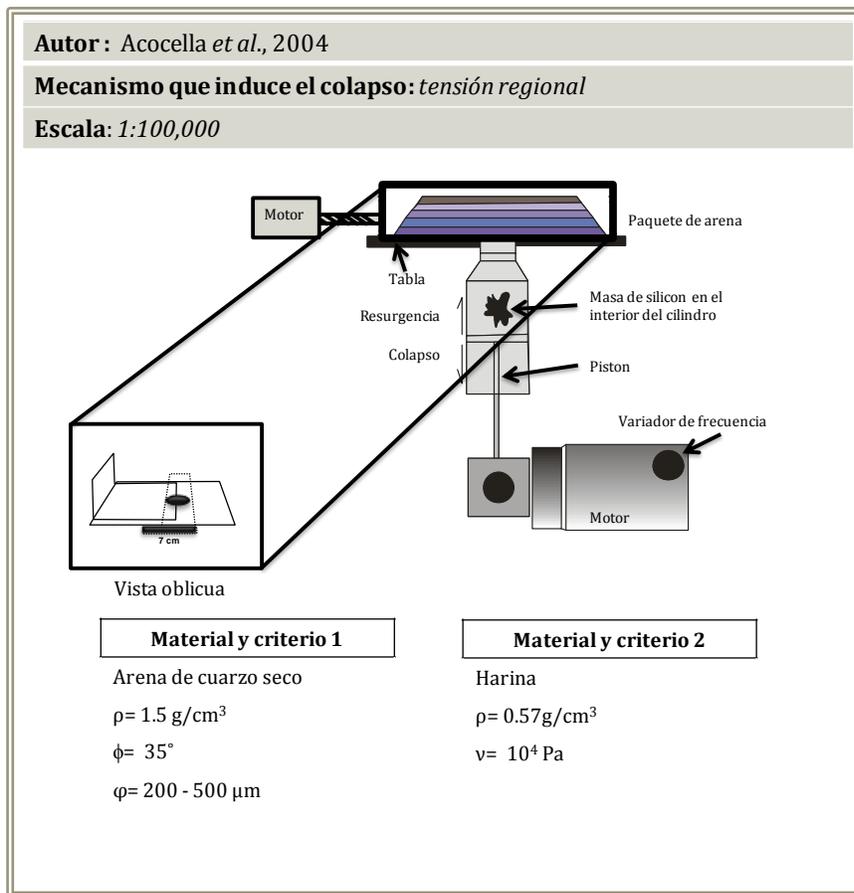
$$\rho = 1.14 \text{ g/cm}^3$$

$$\nu = 10^4 \text{ Pa}$$

Notas:

- ✦ El prototipo está unido a una tabla donde el material análogo es dispuesto de forma horizontal. Su mecanismo inyecta silicón para simular la resurgencia de la cámara magmática y que a su vez tiene la capacidad de formar un vaciado, para simular el colapso de la cámara magmática. Todo lo anterior es impulsado por un motor.
- ✦ En las cuatro investigaciones, se utiliza el mismo prototipo y material análogo:

- Se retiró el silicón de la arena, para simular el colapso. Se formaron fallas inversas con una inmersión hacia el exterior, más, fallas inversas con una inmersión hacia el interior del reservorio magmático.
- Formación de un domo con adelgazamiento de la corteza análoga. Colapso con escarpes de falla en las periferias.
- Los resultados obtenidos constan de un conjunto de calderas anidadas, separadas entre sí por fallas normales.
- Formación de un domo en cuya cresta, se forma la depresión representada en los bordes, por fallas normales con inmersión hacia el interior.



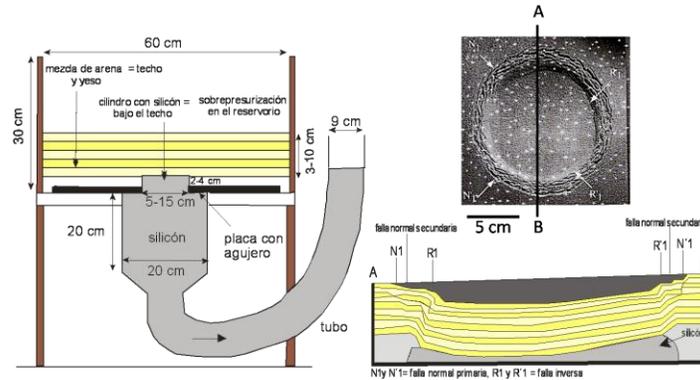
Notas:

- ✦ Usando el mismo prototipo y materiales como Acocella *et al.*, (2000; 2001a; 2001b; 2002), a excepción de una modificación, que implica la adaptación de un tornillo con motor que simula los movimientos de esfuerzo regional, que en algunos casos se llevan a cabo como proceso del colapso de la cámara magmática, formadora de una caldera de colapso.
- ✦ Recreó fallas regionales preexistentes. Los resultados obtenidos fueron una caldera alargada que pudiera depender de la activación de fallas regionales.

Autor: Roche *et al.*, 2000

Mecanismo que induce el colapso: *despresurización*

Escala: 1:100,000



Material y criterio 1

Arena seca
 $\rho = 1.5 \text{ g/cm}^3$
 $\phi = 33.5^\circ$
 $\varphi = 200 \text{ }\mu\text{m}$

Material y criterio 2

Masa de silicón
 $\rho = 1.15 \text{ g/cm}^3$
 $\nu = 2.4 \times 10^{-4} \text{ Pa}$

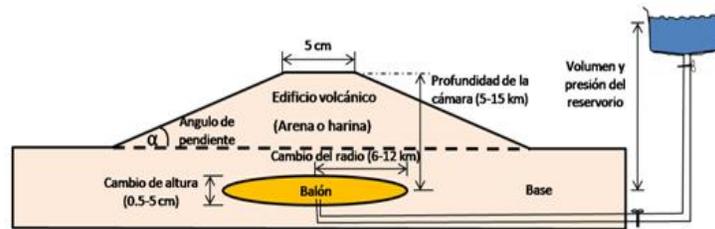
Notas:

- ✦ El silicón es colocado en un tubo que está unido a una tabla, sobre la cual está dispuesto el material análogo de manera horizontal. El experimento inicia, con el desalojo del silicón del tubo, lo que provoca la subsidencia.
- ✦ Se registraron fallas inversas con una inmersión hacia el exterior, en conjunción de fallas normales con inmersión hacia el interior. Existe una independencia de la forma del escarpe del colapso.
- ✦ La relación de aspecto del radio juego un papel muy importante es este experimento.

Autor: Walter *et al.*, 2001

Mecanismo que induce el colapso: despresurización y sobrepresurización

Escala: 1:100,000



Material y criterio 1

Arena seca

$\rho = 1.5 - 1.7 \text{ g/cm}^3$

$\phi = 31^\circ$

$\varphi = 200 \mu\text{m}$

$c = 40-50 \text{ Pa}$

Material y criterio 2

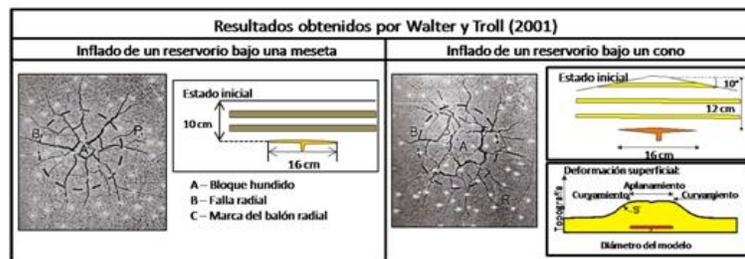
Harina

$\rho = 0.57 \text{ g/cm}^3$

$\phi = 33^\circ$

$\varphi = 100-200 \mu\text{m}$

$c = 35 \text{ Pa}$



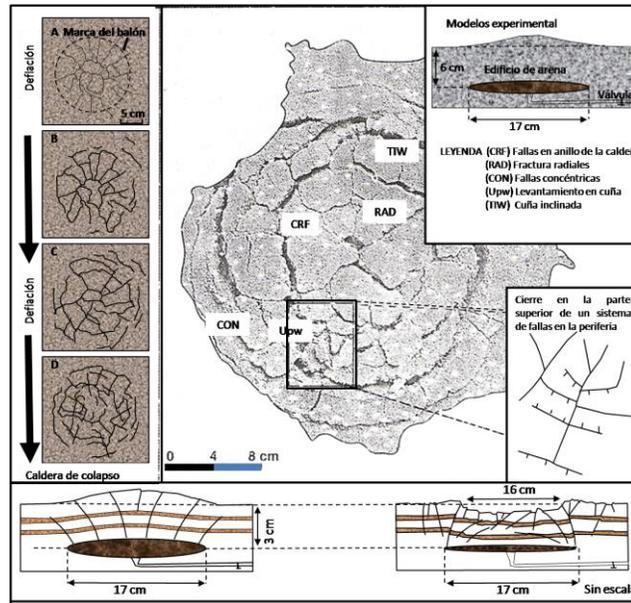
Notas:

- ✦ El reservorio análogo es un balón ovalado, llenado con agua o aire, simulando la cámara magmática, dentro un material análogo de arena o harina que representa la corteza superior análoga.
- ✦ Se presentaron fallas inversas con inmersión hacia el interior y fallas normales con inmersión hacia el interior.

Autor : Troll *et al.*, 2002

Mecanismo que induce el colapso: *sobrepresurización y despresurización*

Escala: 1:100,000



Material y criterio 1

Arena de cuarzo seco
 $\rho = 1.5 \text{ g/cm}^3$
 $\phi = 35^\circ$
 $\varphi = 200 - 500 \mu\text{m}$

Material y criterio 2

Harina
 $\rho = 0.57 \text{ g/cm}^3$
 $v = 10^4 \text{ Pa}$

Notas:

- ✦ Utilizando el mismo prototipo y material que Walter et al. (2001), pero diferente procedimiento, Troll et al. (2002) realizó ciclos de inflación y deflación (despresurización y despresurización) del balón o reservorio análogo.
- ✦ Obtuvo como resultado una caldera de deformación gradual o de Tipo Piecemeal.

- ⊕ Durante la sobrepresurización se generó un domo con grietas radiales formadas y propagadas divergentemente desde el centro hacia el interior.
- ⊕ Las fracturas decrecieron desde la superficie hacia abajo. Simultáneamente en la cumbre del domo se crean grietas poligonales radiales.

Observación:

- Cailleau et al. (2003) utilizaron los mismos materiales análogos que Walter y Troll (2001) pero en presencia de una tensión regional que dio como resultado una caldera alargada, que va de acuerdo con la dirección de la tensión regional.

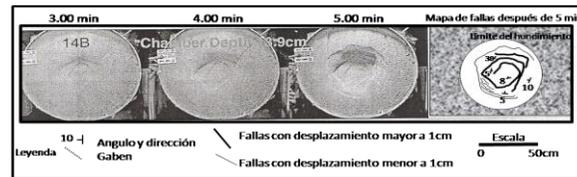
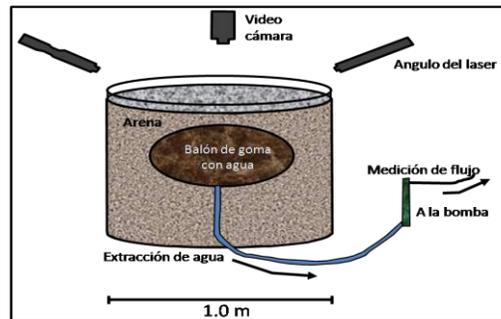
Autor: Kennedy *et al.*, 2004; Lavallée *et al.*, 2004

Mecanismo que induce el colapso: despresurización

Escala: 1:40,000

Material y criterio 1

Arena
 $\rho = 1.89 \text{ g/cm}^3$
 $c = 18\text{-}240 \text{ Pa}$



Notas:

- ⊕ Mediante un prototipo cilíndrico que contiene un balón de goma (reservorio análogo), Kennedy *et al.* (2004) logró observar fallas inversas y fallas normales controladas por la forma del techo de la cámara magmática análoga.
- ⊕ Posteriormente utilizando el mismo prototipo y material, Lavallée *et al.* (2004), el simuló topografía en forma de conos, lo que permitió observar los efectos de la formación de calderas en presencia de topografía. Entre los resultados más importantes obtenidos fue que la forma de una caldera puede variar según la topografía local.

Autor: Holohan *et al.*, 2005

Mecanismo que induce el colapso: *tensión regional*

Escala: 1:100,000

Material y criterio 1

Arena de cuarzo seco

$\rho = 1.3 - 1.5 \text{ g/cm}^3$

$\phi = 31^\circ$

$\varphi = 300 \mu\text{m}$

$c = 40-50 \text{ Pa}$

Material y criterio 2

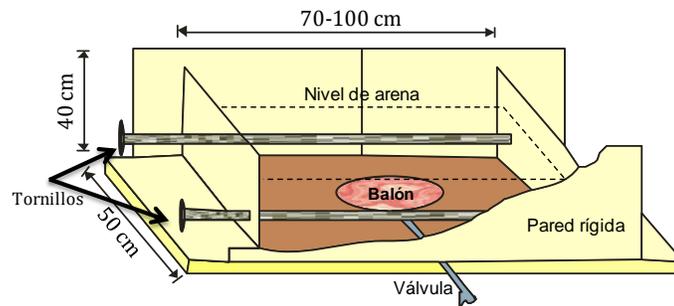
Harina

$\rho = 0.57 \text{ g/cm}^3$

$\phi = 33^\circ$

$\varphi = 100-200 \mu\text{m}$

$c = 35 \text{ Pa}$



Notas:

- Holohan *et al.* (2005) utilizó los mismos materiales que Kennedy *et al.* (2004), pero con diferente prototipo, el cual tenía adaptados unos tornillos, para comprimir el material.
- El experimento fue realizado en presencia de tensión regional cuyas observaciones manifiestan la elongación de calderas paralelas con una compresión mínima.

Autor : Geyer *et al.*, 2006

Mecanismo que induce el colapso: *despresurización*

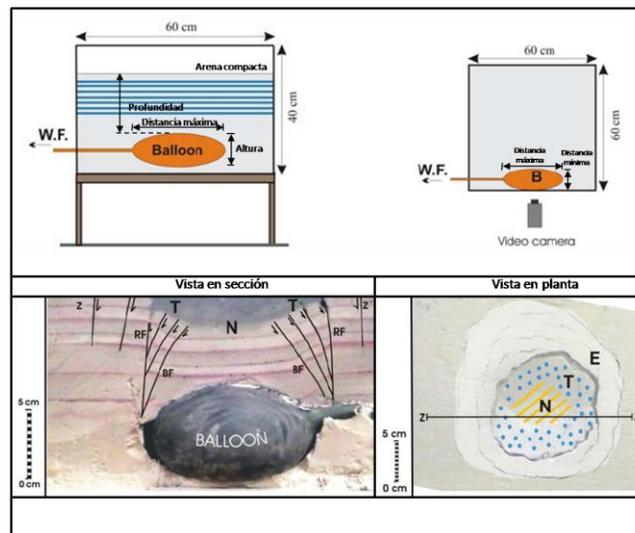
Escala: 1:100,000

Material y criterio 1

Arena de cuarzo seco

$\rho = 1.27 \text{ g/cm}^3$

$\phi = 37^\circ$



Notas:

- ✦ Para simular el colapso de una caldera utilizó un balón como cámara magmática análoga y corteza análoga a base de arena.
- ✦ Se logró observar la correspondencia existente entre la relación de aspecto del techo y la disminución de volumen de la cámara magmática análoga.

4.2. Elección del modelo que se aplicará al área de estudio

En los apartados anteriores, se planteó el panorama general que existe en relación a los modelos análogos, en cuanto el tipo de modelado existente, mecanismo de colapso, así como, los experimentos de modelado análogo que se han realizado en los últimos años; sin embargo, más que simple información, sirvió de base para la identificación de un modelo análogo de tipo caja de arena que sea comparable con el sistema natural de la estructura semicircular de Santa María Amajac, Estado de Hidalgo, y en el que se puedan observar las siguientes características geomorfológicas y morfoestructurales existentes en el área de estudio:

- Una forma semicircular o elíptica, cuyas dimensiones aproximadas, considerando 2 ejes son: eje **a**= 12 km y eje **b**= 7 km (Fig.33).

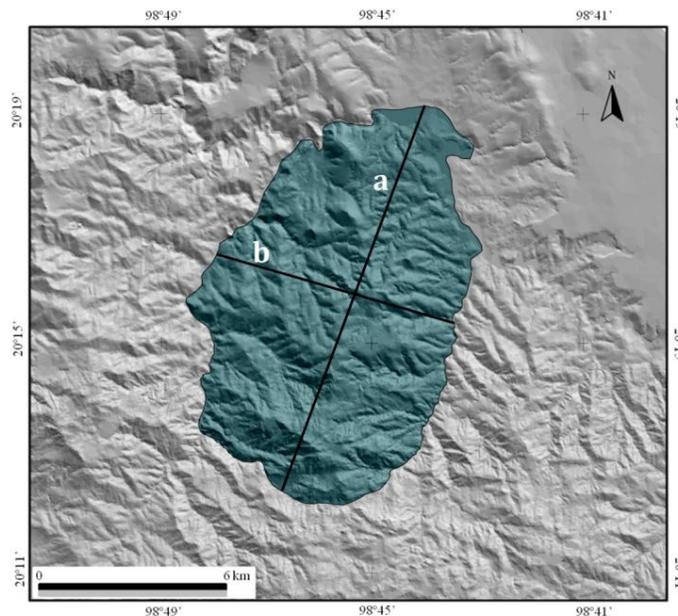


Figura 33. Representación de la estructura semicircular o elíptica de Santa María Amajac, con ambos ejes (a,b).

- ▶ Fracturas (lineamientos) y fallas en forma de anillo (Fig. 34).

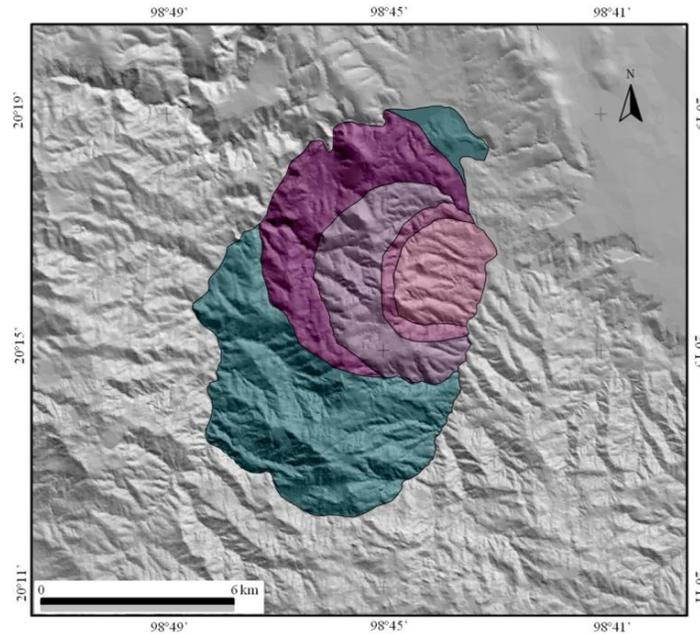


Figura 34. Estructuras en forma de anillo dentro de la estructura semicircular de Sta. Ma. Amajac (posibles estructuras que marcan la evolución de la caldera).

- ▶ Fallas normales, inversas y laterales.
- ▶ Una topografía escarpada.
- ▶ Zonas elevadas en la parte central del área, extendidas hacia la parte sur de la estructura (Fig. 35).



Figura 35. Representación grafica en tercera dimensión de la estructura semicircular de Amajac (contorno blanco), en donde se pueden observar escarpes y zonas elevadas hacia el sur de la estructura.

- Lineamientos con dirección NE-SW, NW-SE que atraviesan la estructura de lado a lado (Fig. 36).

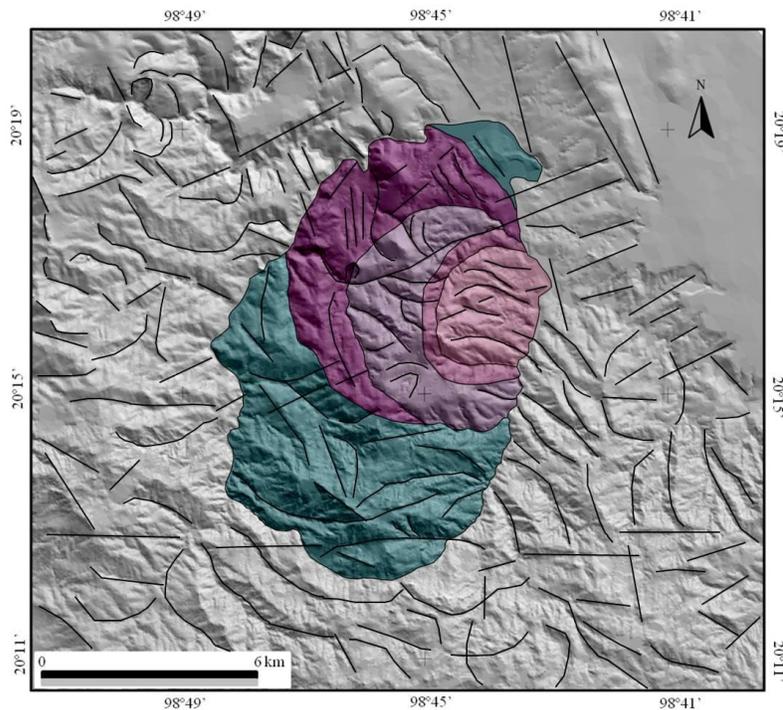


Figura 36. Lineamientos observados en el modelo de elevación digital de Sta. Ma. Amajac.

⊕ Para lograr una semejanza de las características anteriores, se han decidido realizar:

Modelos análogos de tipo piecemeal o multicíclico sin compresión y modelos análogos de tipo Piecemeal o multicíclico, bajo un régimen tectónico de compresión; considerando el supuesto de que la estructura semicircular de Sta. Ma. Amajac, sea una caldera de tipo piecemeal, ya que en base a la información que se conoce acerca de este tipo de modelos análogos, las características de estos, se asemejan a la estructura semicircular de Amajac (Fig. 37), y podrían proveer resultados más cercanos a los observados en el sistema natural.

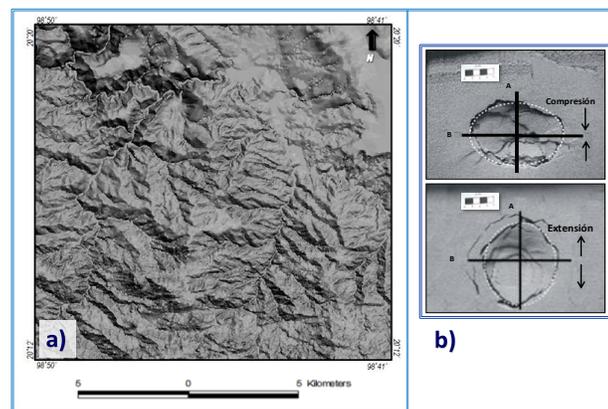


Figura 37. Comparación: (a) estructura semicircular de Sta. M. Amajac y (b) los resultados obtenidos por Holohan et al., (2005), aplicando esfuerzos regionales de compresión y extensión, con un tipo de colapso puro (sin resurgencia o domo).

En cuanto al tipo de mecanismo que induce el colapso. La despresurización y la sobrepresurización del reservorio análogo, serán la manera más cercana, de intentar obtener las elevaciones que se presentan en la parte sur del sistema natural.

5. EXPERIMENTACIÓN

5.1. Aparato experimental y Materiales

El prototipo experimental consiste en:

► **2 cajas de cuyo vidrio tiene .5mm de grosor:**

- a) La primer caja de vidrio es una **Caja compuesta (Cc)** , cuyas medida son de **60 x 60 x 50 cm** (Fig. 38), que fue diseñada para aplicar compresión y en caso de ser necesario extensión. Esta simulara la tensión regional del sistema natural; por lo que, en las dos paredes laterales de la caja, se colocaron **2 rectángulos de madera de 60 x 50cm**, a la que se le adaptaron **un par de tornillos**, que permitieron el movimiento de estas.
- b) *La segunda caja de vidrio es una **Caja Simple (Cs)** cuyas medidas fueron **50 x 25 x 30 cm**(Fig. 38), que fue diseñada, únicamente para aplicar los mecanismos de inflación y deflación, en la cámara magmática análoga, por lo únicamente se coloco en la base, **un rectángulo de madera de 50x 25cm.***

Por otro lado, también se ocuparon otros materiales como:

- **1 vidrio con una retícula de 1 x 1cm**, colocado en la parte superior de ambas cajas; dicha retícula ayudó a medir el desplazamiento en la parte superior de la caja.

- ▶ **4 cintas métricas**, dispuestas de forma horizontal y **4 reglas transparentes** dispuestas de forma vertical, situadas en los cuatro lados de la caja de vidrio y utilizadas para medir el desplazamiento y hundimiento del material análogo, al aplicarse esfuerzos y mecanismos de despresurización y sobrepresurización de la cámara análoga.
- ▶ Una **cámara de balón**, que simuló la cámara magmática del sistema natural. La forma del balón es circular, cuyo diámetro sin inflar fue de 12 cm
- ▶ Una **compresora de ½ hp** (horse power ó caballos de fuerza).
- ▶ **Harina y Arena**, aproximadamente **18 kilos** en la **Cs** y **30 kilos** en **Cc**, por cada experimento realizado.
- ▶ En cuanto a los medios, con los que se observó y analizó el proceso experimental, fueron requeridos: **1 cámara de video** y **1 cámara fotográfica**.

Es importante mencionar que en un principio solo se había contemplado un prototipo experimental, el cual sería **Cc** (caja compuesta); sin embargo al iniciar el primer experimento, lo observado, no satisfago la curiosidad que existía con respecto a las estructuras que se forman en sección transversal por la inflación y deflación del balón (cámara análoga). Después de analizar dicho problema, se llegó a la conclusión de que el área que rodeaba al balón cuya posición estaba en el centro, era muy grande, y por tal motivo las estructuras solo se formaban a las

inmediaciones del balón, por lo cual se elaboro un segundo prototipo experimental **Cs** (caja simple), cuyas medidas fueran menores a **Cc**, no obstante, este no constaría de tornillos que simularan esfuerzos de compresión. A pesar de la elaboración del segundo prototipo, es importante señalar que no se logro observar lo esperado, pues el balón seguía estando en el centro, por lo que se tuvo que acercar más el balón a uno de los vidrio laterales de **Cc**, esta fue la única forma de ver lo que ocurría con el material análogo que estaba en la inmediaciones del balón.

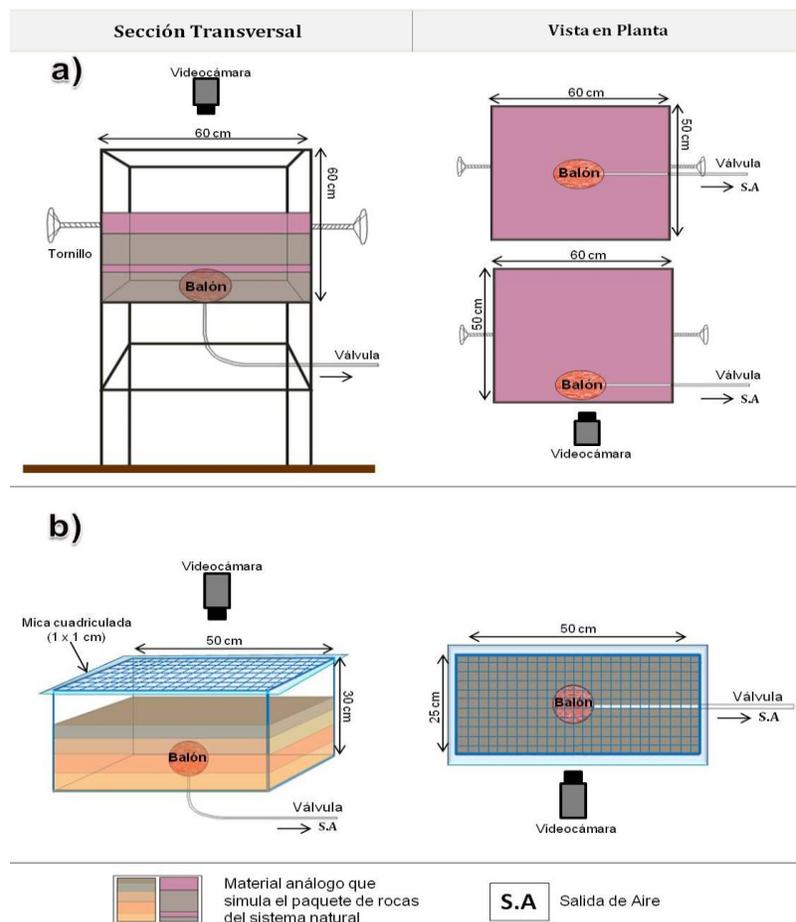


Figura 38. Representación de los prototipos que se ocuparon para el desarrollo del experimento.

5.2. Propiedades de los materiales y escala.

En la elaboración de un modelo análogo de “tipo caja de arena” para el colapso de una caldera, se tienen que determinar y conocer los materiales, métodos de escalamiento y parámetros físicos que intervendrán durante la ejecución del experimento.

Las rocas se deforman y fallan, ante la acción de esfuerzos durante el colapso de la caldera. El ser humano no es capaz de captar esa deformación de forma natural, pero, con la ayuda de un modelo análogo, podemos determinar, por medio de la observación directa, cómo han sido los esfuerzos que la produjeron y, por tanto, tratar de reconstruir el colapso de la caldera. Se debe tener en cuenta que el modelo análogo debe representar de la forma más cercana posible el fenómeno del sistema natural.

Los experimentos a escala, están limitados por obstáculos o condiciones, que les impide parecerse exactamente a los procesos naturales.

Hubert (1937), propuso la “Teoría de la mecánica de los modelos a escala”; la cual afirma que para realizar un experimento a escala, es preciso reducir el tamaño del sistema natural, así como su tiempo, de lo contrario no se podrá satisfacer el objetivo de un experimento de modelado análogo (reproducir hasta la forma observada, el desarrollo de la formación del sistema natural). Para la elaboración del modelo, es preciso estar conscientes de que no se puede usar cualquier material rocoso.

El factor de reproducción de cada propiedad material del experimento a escala estará prescrito por la formula dimensional de sus cantidades mecánicas. Cada propiedad, tales como longitud, resistencia, fuerza, etc., se mide por una combinación apropiada de tres unidades fundamentales: masa (**M**), longitud (**L**) y tiempo (**T**) y su ecuación dimensional representa esta combinación.

Hubert (1937), también propone una tabla (Tabla 2), donde se reúnen las propiedades mecánicas más importantes; pero en lugar de tomar la relación de tipo **m** para la masa, se introdujo una relación tipo para la densidad **d**, con la formula:

$$D=ML^{-3} \text{ (masa/volumen) o } d=ml^{-3}$$

Cantidad	Relación modelo	Relación modelo prescindiendo de la inercia	Relación modelo
Longitud	l	l	l
Tiempo	t	t	t
Densidad	d	d	d
Área	l^2	l^2	l^2
Volumen	l^3	l^3	l^3
Velocidad	lt^{-1}	lt^{-1}	lt^{-1}
Aceleración	lt^{-2}	lt^{-2}	lt^{-2}
Fuerza	$dl^4 t^{-2}$	dl^3	l^3
Resistencia, presión o tensión	$dl^2 t^{-2}$	dl	l
Deformación, ángulo	1	1	1
Modulo elástico	$dl^2 t^{-2}$	dl	l
Viscosidad	$dl^2 t^{-1}$	dlt	lt

Tabla 2. Propiedades mecánicas más importantes en la elaboración de un experimento de causas geológicas (pliegues y fallas). (Hubert, 1937)

En los modelos a escala de características tectónicas, son importantes las reducciones en longitud y tiempo, mientras que no lo son la de densidad, ya que apenas podemos encontrar materiales que pesen menos de un tercio que las rocas. Sin embargo cuando queremos recrear fallas, solo debe interesar la clase y posición de las mismas, por lo que, el modelo a escala se hace estático y propiedades como, la viscosidad tiene mucha menos importancia y por consiguiente la elección del material es más sencilla.

Lo que el investigador debe hacer y tendrá éxito si lo hace, es conseguir una semejanza en la forma u orientación de la capa -o planos de fractura-, ajustándose a las propiedades físicas del material de su experimento a escala. La falta absoluta de semejanza dinámica impide algunas deducciones superficiales de los experimentos.

Ante lo anterior se puede establecer que existen 2 factores indispensables para la realización de un modelado análogo (Hubbert, 1937; Currie, 1956; Sandford, 1959):

- ⊕ **Factor geométrico y cinemático:** La resistencia del material a las cargas aplicadas debe ser similar al del sistema natural, por lo que la representación correcta de la geometría, distribución espacial y tiempo, es el primer objetivo a cumplir.
- ⊕ **Factor dinámico:** La resistencia del material no es el único parámetro que debe utilizarse al diseñar o analizar el colapso de una caldera; controlar los esfuerzos

para que el modelo análogo cumpla con el propósito para el cual se diseñó, tiene la misma o mayor importancia a la hora de semejar al sistema natural.

Los factores anteriores ayudan a establecer los esfuerzos que en un momento dado podrían producir las estructuras que se consiguiesen observar en el modelo análogo y por tal, se pueda proponer un modelo evolutivo de la caldera de colapso.

Si bien Hubert (1936), propone los parámetros para la realización de modelos análogos de tipo caja de arena, su objetivo es simular fallas y pliegues. Además recordando el texto anterior; se mostró que los parámetros de escala, deben cumplir con los factores dinámico, geométrico y cinemático; por lo que para fines de justificación de este trabajo, se tomaran en cuenta algunos de los los criterios que Komuro et al. (1984) propone en el primer experimento para la simulación de la cardera de colapso basándose en Hubert (1936), Currie (1956) y Sandford (1957) (Tabla 3).

Símbolo	Nombre del parámetro	Dimensión
$\sigma_{i,j}$	Componentes de tensión	$L^{-1} MT^{-2}$
E	Modulo de young	$L^{-1} MT^{-2}$
v	Relación de Poisson	Dimensionales
σ_y	Campo de tensión	$L^{-1} MT^{-2}$
n	Constante de tensión por endurecimiento	Dimensionales
c	Constante de tensión por endurecimiento	$L^{-1} MT^{-2}$
D	Espesor de la capa (profundidad del desplazamiento basal)	L
B	Amplitud del desplazamiento basal	L
L	Longitud total	L
H	Desplazamiento basal	L
x,y	Coordenadas iniciales del modelo	L

Tabla 3. Parámetros y dimensiones de análisis numéricos, para simulación de modelos análogos para calderas de colapso. (Komuro et al., 1984)

Los materiales análogos deben ser seleccionados tomando en cuenta que sus propiedades físicas tienen que cumplir con los requerimientos presentados en los principios y métodos de escala. Los materiales análogos que a continuación se presentan de forma general serán los utilizados en la realización del modelo análogo aplicado a la estructura semicircular de Santa María Amajac, Edo. Hidalgo:

- ⊕ Walter et al. (2001) mencionan que las características de la arena y harina, son similares a las características de la mayoría de las rocas del sistema natural como: rocas ígneas (granito, basalto) y rocas sedimentarias (roca caliza) (Goodman, 1989; Krantz, 1991; Geyer et al., 2005; Holohan et al., 2005).
- ⊕ Además, la arena y la harina cumplen con el criterio de fracturamiento de Morh-Coulomb, y son eficaces para simular “la composición heterogénea de la roca” (Walter et al., 2001; Troll et al., 2002; Acocella et al., 2004; Holohan et al., 2005).

5.2.1. Parámetros de escala para el modelo análogo aplicado a Sta. Ma. Amajac, Edo de Hgo.

La definición de coeficientes entre parámetros físicos es un posible camino para verificar si un modelo análogo comprueba estos requerimientos.

Los experimentos análogos son escalados considerando que por cada parámetro físico clave “X” es posible definir:

⊕ PARÁMETRO FÍSICO A ESCALA (X^*)

$$\text{Formula: } X^* = X_{\text{modelo}} / X_{\text{natural}}$$

En particular, el modelo análogo que se realizara, implica seis diferentes coeficientes: longitud (L^*), densidad (ρ^*), aceleración gravitacional (g^*), tensión (σ^*), tiempo (t^*), coeficiente de tensión (c^*) y ángulo de fricción interna (φ).

⊕ LONGITUD (L^*)

$$\text{Formula: } L^* = L_{\text{modelo}} / L_{\text{natural}}$$

El valor de la longitud está determinado por el tamaño del mecanismo del experimento y las dimensiones del sistema natural. En el caso de este experimento se ha tomado como consideración que el modelo será realizado a una *escala de 1:100000*, al cual corresponde la siguiente relación: $L_{\text{modelo}} = \underline{1\text{cm}}$ en el modelo análogo **corresponde a 1 km** en la naturaleza; es decir 1×10^{-5} ó 10^{-5}

La longitud del sistema natural corresponde a la de una estructura semicircular o elíptica, cuyos **ejes a y b**, tienen 12km y 7.5 km respectivamente; sin embargo, considerando, la forma y las medidas del modelo natural, se tomara como consideración, el criterio, de que la mayoría de las calderas se encuentran alrededor de los 10 km (Komuro, 1987; Martí et al., 1994; Acocella et al., 2004; Geyer et al., 2005), por lo tanto: $L_{\text{natural}} = \underline{10\text{ km}}$

Aplicando la formula antes mencionada, tenemos que: $L^* = 10^{-5} \times 10 = 1 \times 10^{-5}$

⊕ DENSIDAD (ρ^*)

La densidad depende del material análogo seleccionado en este caso: la Arena de cuarzo tiene una $\rho^* = 1.3 - 1.5 \text{ g/cm}^3$ y la harina una $\rho^* = 0.57 \text{ g/cm}^3$

⊕ ANGULO DE FRICCIÓN INTERNA (φ)

Con el fin de tener una simetría geométrica, se eligen dimensiones y posiciones del balón consistentes con el valor de la longitud. En suma todos los ángulos en el modelo análogo tienen que ser lo más semejantes al sistema natural, la similaridad de los ángulos no afecta únicamente la geometría, sino también unas propiedades físicas de los materiales con semejante ángulo de fricción interna. En este caso el ángulo de fricción interna φ , de la **arena de cuarzo seco** es aproximadamente de $\approx 35^\circ$ a 37° y el de la **harina** 43° (Krantz, 1991; Acocella et al., 2001a; Acocella et al., 2004), valores que en el **sistema natural** corresponde de 30° a 45° (Goodman, 1989).

⊕ ACELERACION GRAVITACIONAL (g^*)

El coeficiente de gravedad es $g^* = 1$, por que en los modelos análogos también se ejerce un campo de gravedad bajo la tierra.

⊕ COEFICIENTE DE TENSION (σ^*)

$$\text{Fórmula: } \sigma^* = \rho^* g^* L^*$$

El coeficiente de tensión y tiempo pueden ser derivados de los valores propuestos por Komuro et al. (1984).

Considerando que la **arena y la harina** tienen una **densidad conjunta** de: $\rho^*=0.5$, $g^*=1$ y $L^*=1 \times 10^{-5}$, por lo tanto $\sigma^*= .5 \times 10^{-5}$ MPa.

La similaridad dinámica requiere por lo tanto que algunas propiedades del material análogo, tengan unidades de tensión para tener una escala de la roca natural con estos valores de σ^* (Hubbert, 1937).

⊕ COEFICIENTE DE COHESIÓN (c^*)

De acuerdo Hubbert (1951), la **cohesión** de las **rocas** en el **sistema natural** tiene un **rango de 10^{-5} - 10^{-7} Pa**. En relación Walter et al. (2001), determinaron que para los materiales análogos la cohesión para la **arena** es de $c^*= 30$ a 40 Pa, mientras que para la **harina** $c^*= 35$ Pa.

⊕ RELACION TIEMPO (t^*)

$$\text{Fórmula: } t^*=L^*/g^*$$

Finalmente otro parámetro que se debe considerar es el tiempo; sin embargo, este dato se determinara cuando se realice el experimento, pues es necesario conocer la relación longitud (L^*), que implica la distancia al techo de la cámara con respecto a la gravedad (g^*), y con ello se cumple con el factor cinemático, mencionado por Hubbert (1956) y Standford (1957).

5.3. Desarrollo experimental

Antes de iniciar con el desarrollo experimental, se debe recordar que en un modelo análogo los parámetros físicos a escala, son la plataforma del experimento, pues ayudan a establecer las bases a seguir antes de la realización del experimento. Sin embargo, dentro de los parámetros a escala, se encuentran las variables que serán medibles durante el proceso de experimentación, y que para fines de este trabajo serán descritos más adelante, de acuerdo a los tipos de modelos análogos realizados.

Para la simulación de la cámara análoga, se ocupó, en todos los modelos, un balón de látex inflado con variantes que iban desde 2 a 15 cm, por lo que, el volumen fluctuó de entre 4.2 y 1767 cm³. La máxima de aire (magma análogo) y presión, en el balón de látex; es de 6.2 libras y 0.28 kgf/cm², respectivamente.

Los modelos análogos realizados fueron agrupados y descritos de acuerdo a la siguiente clasificación:

- ✦ *3 modelos análogos de tipo piecemeal o multicíclico, realizados en la caja simple (Cs).*
- ✦ *4 modelos análogos de tipo piecemeal o multicíclico, bajo un régimen tectónico de compresión, realizados en la caja compuesta (Cc).*

Los resultados de ambos tipos de experimentos, serán presentados por medio de tablas que contienen las variables tomadas a consideración en cada tipo de modelo análogo.

5.3.1. Aplicación: Modelo análogo de tipo piecemeal o multicíclico.

Este modelo análogo constó de 3 experimentos (*Cs-1*, *Cs-2*, *Cs-3*), los resultados obtenidos fueron integrados dependiendo las variables que se consideraron para el análisis de los resultados.

VARIABLES ESTABLECIDAS DEPENDIENDO EL PROCESO DE EXPERIMENTACIÓN:

❖ ESTADO INICIAL (ver Fig. 39):

V_{b-0} : volumen total de balón

V_{tma} : volumen total material análogo

V_{tm-eb} : volumen total de material análogo por encima del balón

H_{t-ma} : altura total de material análogo

H_{b-0} : altura de balón

H_{eb-0} : altura de material análogo por encima del balón.

❖ MECANISMO DE INFLACIÓN (ver Fig. 39):

t: tiempo

V_{b-1} : volumen de balón.

H_{b-1} : altura de balón.

H_{eb-1} : altura de material análogo por encima del balón.

$D_{e-max-1}$: diámetro estructural máximo.

D_{e-min} : diámetro estructural mínimo.

H_L : altura de levantamiento.

❖ **MECANISMO DE DEFLACIÓN (ver Fig. 39):**

t : tiempo

V_{b-2} : volumen de balón.

H_{b-2} : altura de balón.

H_{eb-2} : altura de material análogo por encima del balón.

$D_{e-max-2}$: diámetro estructural máximo.

D_s : diámetro de subsidencia.

H_s : altura de subsidencia.

L_{ze} : longitud de zona extensional (antes de la subsidencia).

L_{zf} : longitud de la zona de flexión (después de la subsidencia).

$L_{t-zef} = L_{zf} + L_{ze}$: longitud total de zona extensional y de flexión.

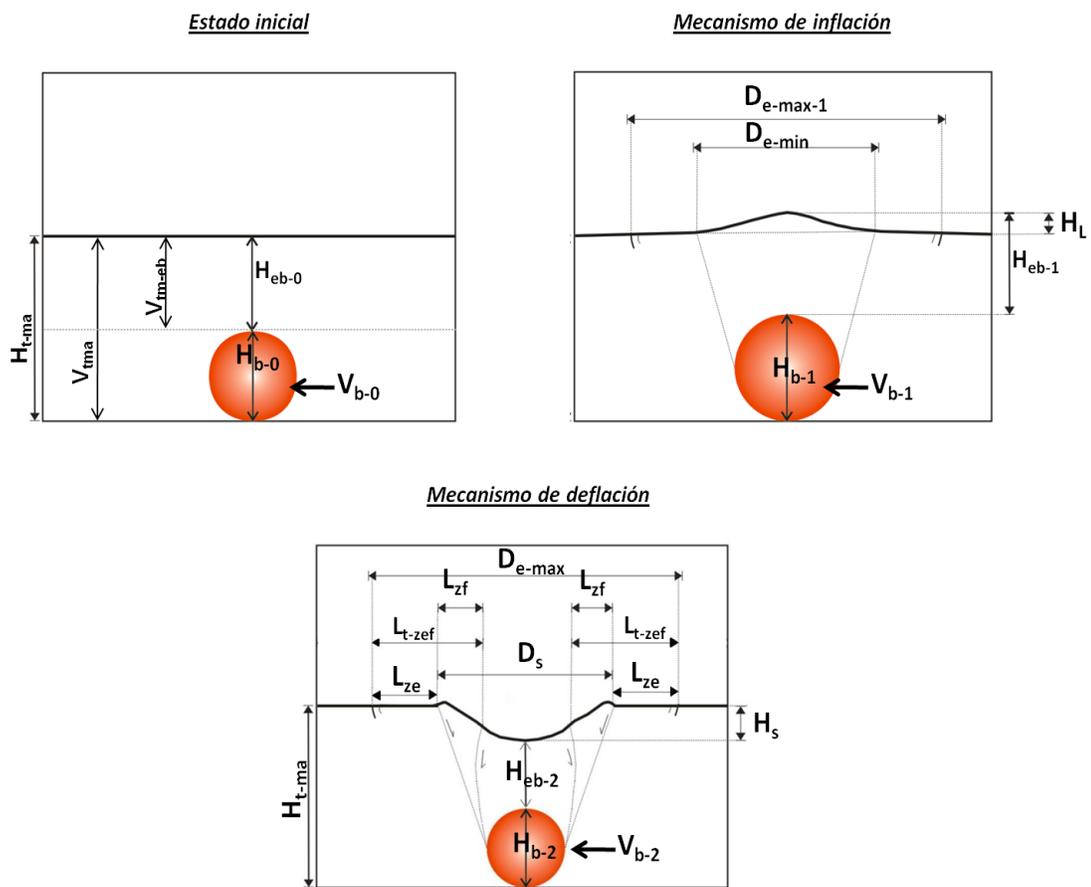


Figura 39. Esquema que incorpora las variables a considerar para el análisis de los resultados dependiendo su estado de experimentación.

5.3.1.1. Resultados de la experimentación

✦ Experimento Cs-1 (Tabla 4, Fig. 40).

Experimento	Posición de Balón	Tipo de material	Variables Medidas									
			Estado Inicial									
V_{tma} (cm ³)	V_{b-0} (cm ³)	V_{tm-eb} (cm ³)	H_{t-ma} (cm)	H_{eb-0} (cm)	H_{b-0} (cm)							
21595.2	904.8	7500.0	18.0	6.0	12.0							
Mecanismo de Inflación												
t (seg)	V_{b-1} (cm ³)	H_l (cm)	H_{cb-1} (cm)	H_{b-1} (cm)	$D_{e-max-1}$ (cm)	D_{e-min} (cm)						
17.5	1767.1	4.0	7.0	15.0	28.0	17.0						
Mecanismo de Deflación												
t (seg)	V_{b-2} (cm ³)	H_{b-2} (cm)	H_{cb-2} (cm)	$D_{e-max-2}$ (cm)	D_s (cm)		H_s (cm)	L_{ze} (cm)	L_{zf} (cm)	$L_{t-zef} = L_{zf} + L_{ze}$ (cm)		
					a_s	b_s						
15.0	268.1	8.0	8.5	32.0	14.0	12.8	0.5	13.0	2.0	15.0		

Tabla 4. Resultados del experimento Cs-1, de acuerdo a la fase o mecanismo.

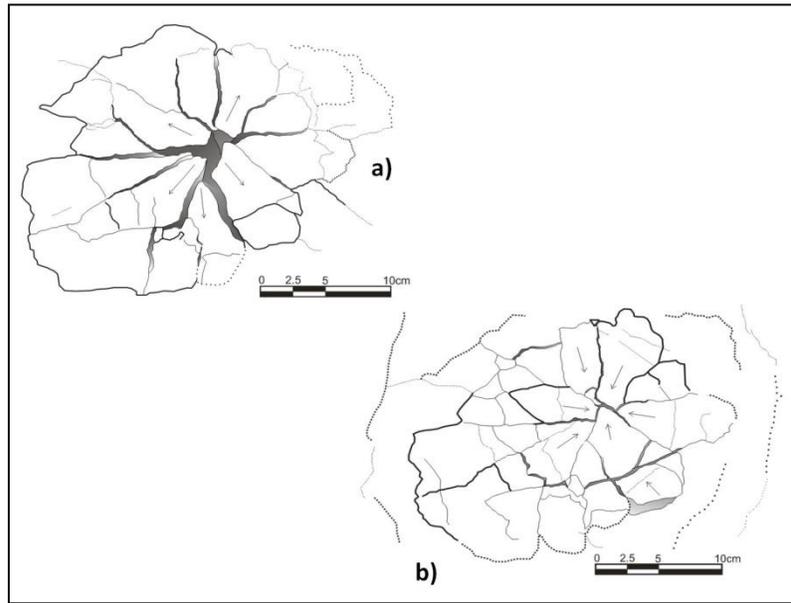


Figura 40. Vistas en planta. a) Mecanismo de inflación: generación fracturas radiales y esbozos de fracturas en anillo; b) Mecanismo de deflación: conformación de estructuras en anillo, acompañados de un H_s (altura de subsidencia) muy escaso, aprox. de 0.5 cm.

✦ Experimento Cs-2 (Tabla 5., Fig. 41).

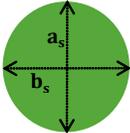
Experimento	Posición de Balón	Tipo de material	Variables Medidas											
			Cs-2	Orilla	harina	Estado Inicial						Forma final del colapso  Circular		
V_{tma} (cm ³)	V_{b-0} (cm ³)	V_{tm-eb} (cm ³)				H_{t-ma} (cm)	H_{eb-0} (cm)	H_{b-0} (cm)						
12495.8	4.2	10000.0				10.0	8.0	2.0						
Mecanismo de Inflación														
t (seg)	V_{b-1} (cm ³)	H_L (cm)				H_{eb-1} (cm)	H_{b-1} (cm)	$D_{e-max-1}$ (cm)	D_{e-min} (cm)					
4.0	33.5	1.7				7.7	4.0	20.0	9.0					
Mecanismo de Deflación														
t (seg)	V_{b-2} (cm ³)	H_{b-2} (cm)				H_{eb-2} (cm)	$D_{e-max-2}$ (cm)	D_s (cm)		H_s (cm)	L_{ze} (cm)	L_{zf} (cm)	$L_{t-zef} = L_{zf} + L_{ze}$ (cm)	
2.5	8.2	2.5				11.2	23.8	12.4	n.a.	0.5	9.5	1.0	10.5	

Tabla 5. Resultados del experimento Cs-2, de acuerdo a la fase o mecanismo. (n.a-no apreciable).

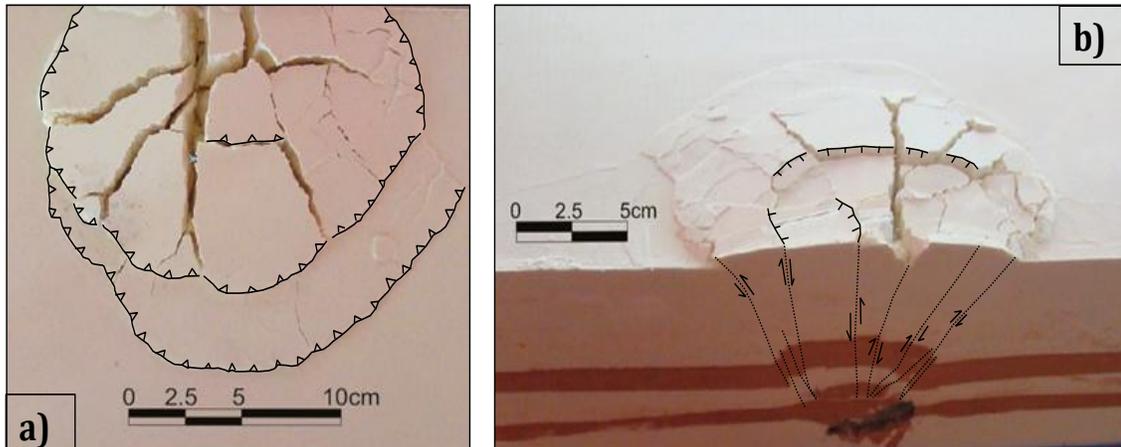


Figura 41. **a)** Mecanismo de inflación (vista en planta): fallas inversas anulares ó cabalgamientos, además de fracturas radiales, que terminan en las fallas inversas anulares; **b)** Mecanismo de deflación (vista en perfil y vista en planta): fallas normales e inversas que llegan hasta la cámara análoga ó balón. La forma del colapso es casi circular; sin embargo, no se conforma completamente la estructura debido a la cercanía del balón al vidrio.

✦ Experimento Cs-3(Tabla 6, Fig. 42).

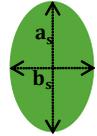
Experimento	Posición de Balón	Tipo de material	Variables Medidas										
			Cs-3	Centrado	Arena y Harina	Estado Inicial						Forma final del colapso  Semicircular	
V_{tma} (cm ³)	V_{b-0} (cm ³)	V_{tm-eb} (cm ³)				H_{t-ma} (cm)	H_{cb-0} (cm)	H_{b-0} (cm)					
44476.4	523.6	15000.0				15.0	5.0	10.0					
Mecanismo de Inflación													
t (seg)	V_{b-1} (cm ³)	H_L (cm)				H_{cb-1} (cm)	H_{b-1} (cm)	$D_{e-max-1}$ (cm)	D_{e-min} (cm)				
8.0	179.6	2.5				10.5	7.0	38.0	9.9				
Mecanismo de Deflación													
t (seg)	V_{b-2} (cm ³)	H_{b-2} (cm)				H_{eb-2} (cm)	$D_{e-max-2}$ (cm)	D_s		H_s (cm)	L_{ze} (cm)	L_{zf} (cm)	$L_{t-zef} = L_{zf} + L_{ze}$ (cm)
23.0	92.0	5.6				8.4	36.7	a_s	b_s	1.0	9.6	3.6	13.2

Tabla 6. Resultados del experimento Cs-3, de acuerdo a la fase o mecanismo.

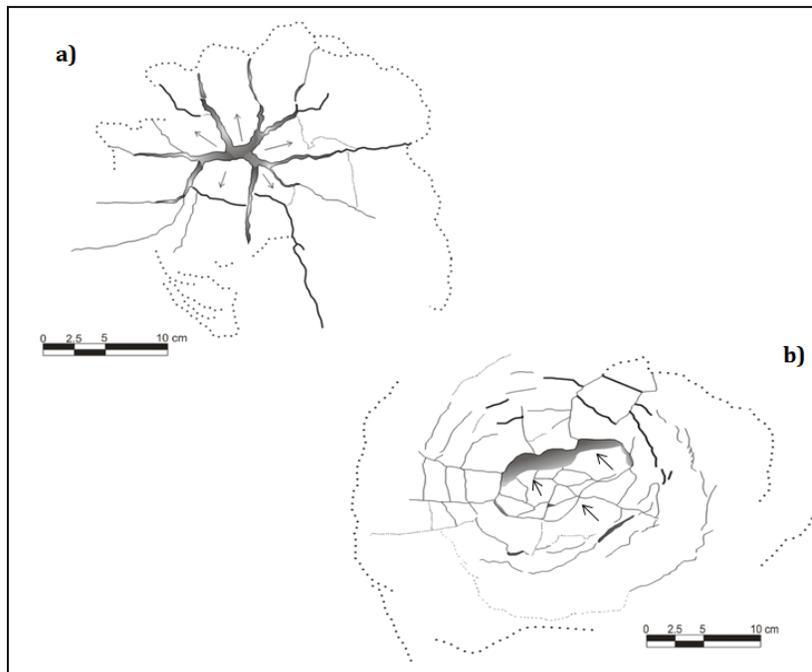


Figura 42. Vista en planta. **a)** Mecanismo de inflación, con un H_L (altura de levantamiento) de 2.5 cm por encima la altura de material análogo inicial (15 cm); **b)** Mecanismo de deflación: la forma del colapso es diferente a las de Cs-1 y Cs-2, pues en esta se aprecia una forma semicircular del colapso. Aparente colapso de tipo bisagra, pues subside mas de un lado (3.3 cm).

5.3.2. Aplicación: Modelo análogo de tipo piecemeal o multicíclico bajo régimen de compresión.

En este tipo de modelos análogos, consto de 4 experimentos (*Cc-1, Cc-2, Cc-3, Cc-4*), a los que se les aplico compresión, por tal motivo las variables que se consideraron para el análisis de los resultados, son diferentes a las de los experimentos de tipo piecemeal o multicíclico sin compresión.

VARIABLES ESTABLECIDAS DEPENDIENDO EL PROCESO O ESTADO DE EXPERIMENTACIÓN:

❖ ESTADO INICIAL (ver fig. 43)

V_{tma} : volumen total del material análogo

V_{tm-eb} : volumen de material análogo por encima del balón.

V_{b-0} : volumen de balón

H_{t-ma} : altura total de material análogo

H_{b-0} : altura de balón

H_{eb-0} : altura de material análogo por encima del balón.

❖ MECANISMO DE COMPRESIÓN (ver fig. 43)

t : tiempo de compresión

H_{eb-1} : altura de material análogo por encima del balón.

H_{b-1} : altura del balón (**B**)

H_{nb-1} : ancho del balón (**A**)

C_c : valor de compresión aplicada

H_{c-max} : altura de material análogo máximo por compresión

H_{c-min} : altura de material análogo mínimo por compresión

❖ **MECANISMO DE INFLACIÓN (ver fig. 43)**

t : tiempo de inflación

V_{b-1} : volumen de balón

H_{eb-2} : altura de material análogo por encima del balón

H_{b-2} : altura del balón (**B**)

H_{nb-2} : ancho del balón (**A**)

H_L : altura de levantamiento

$D_{e-max-1}$: diámetro estructural máximo

D_{e-min} : diámetro estructural mínimo

❖ **MECANISMO DE DEFLACIÓN (ver fig. 43)**

t : tiempo de deflación

V_{b-2} : volumen de balón

H_{eb-3} : altura de material análogo por encima del balón

H_{b-3} : altura del balón (**B**)

H_{nb-3} : ancho del balón (**A**)

$D_{e-max-2}$: diámetro estructural máximo

D_s : diámetro de subsidencia

H_s : altura de subsidencia.

L_{zf} : longitud de la zona de flexión.

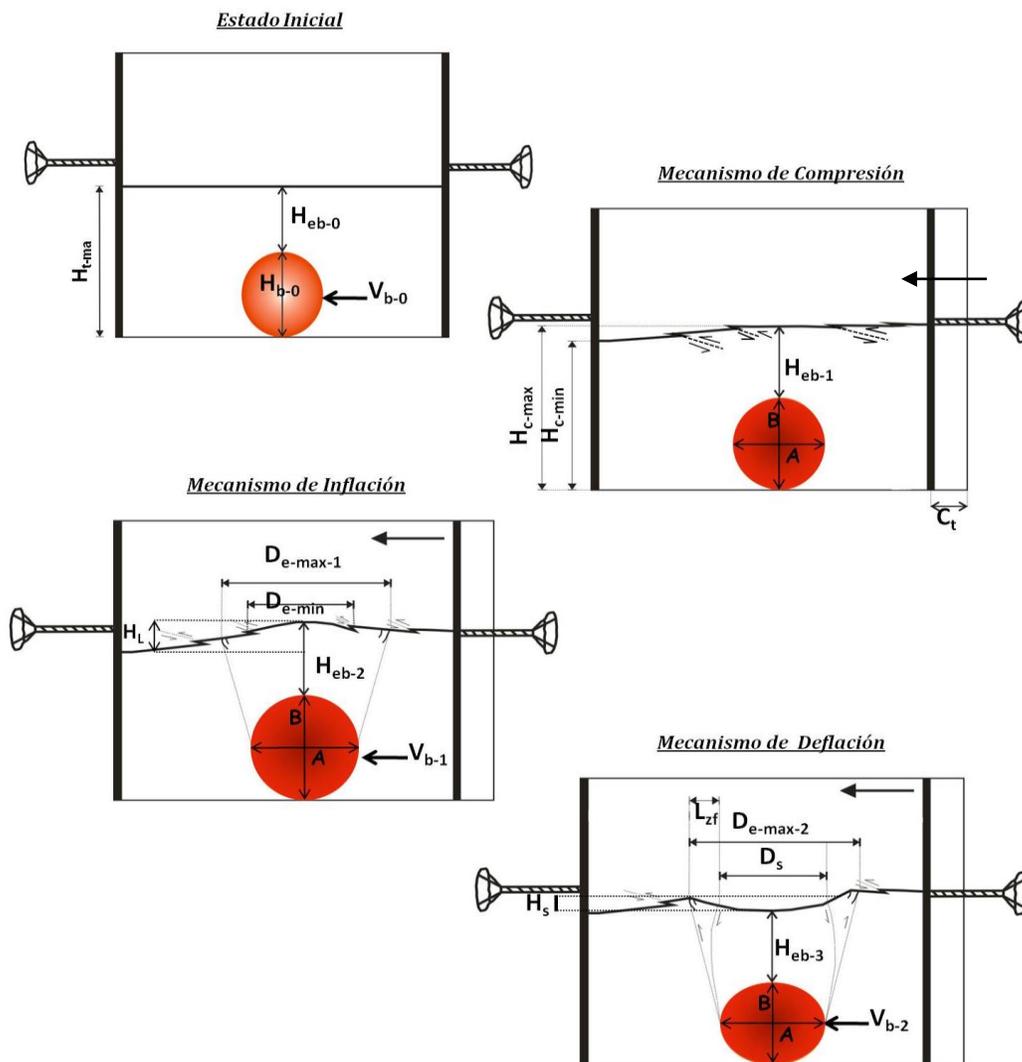


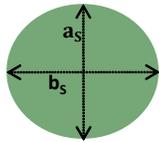
Figura 43. Esquema que incorpora las variables a considerar para el análisis de los resultados dependiendo su estado de experimentación

5.3.2.1 Resultados de la experimentación

❖ Experimento Cc-1 (Tabla 7., Fig. 44).

Experimento	Posición de Balón	Tipo de material	Variables Medidas									
			Estado Inicial									
Cc-1	Orilla	Arena y Harina	V_{ma} (cm ³)	V_{b-0} (cm ³)	V_{m-eb} (cm ³)	H_{L-ma} (cm)	H_{eb-0} (cm)	H_{b-0} (cm)				
			58232.9	1767.1	6250.0	20.0	5.0	15.0				
			Mecanismo de Compresión									
			t (seg)	H_{eb-1} (cm)	H_{b-1} (B) (cm)	H_{nb-1} (A) (cm)	C_t (cm)	H_{c-max} (cm)	H_{c-min} (cm)			
			90.0	5.5	15.5	14.3	6.0	22.0	21.0			
			Mecanismo de Inflación									
			t (seg)	V_{b-1} (cm ³)	H_{eb-2} (cm)	H_{b-2} (B) (cm)	H_{nb-2} (A) (cm)	$D_{c-max-1}$ (cm)	D_{c-min} (cm)	H_L (cm)		
			15.0	2263.5	8.1	17.1	15.9	31.5	8.3	3.7		
			Mecanismo de Deflación									
			t (seg)	V_{b-2} (cm ³)	H_{eb-3} (cm)	H_{b-3} (B) (cm)	H_{nb-3} (A) (cm)	$D_{c-max-2}$ (cm)	D_s (cm)		H_s (cm)	L_{zf} (cm)
									a_s	b_s		
			20.0	1626.7	5.9	13.1	15.4	32.0	10.8	12.0	4.0	0.5.2

Forma final de colapso



Semicircular

Tabla 7. Resultados del experimento Cc-1, de acuerdo a la fase o mecanismo.

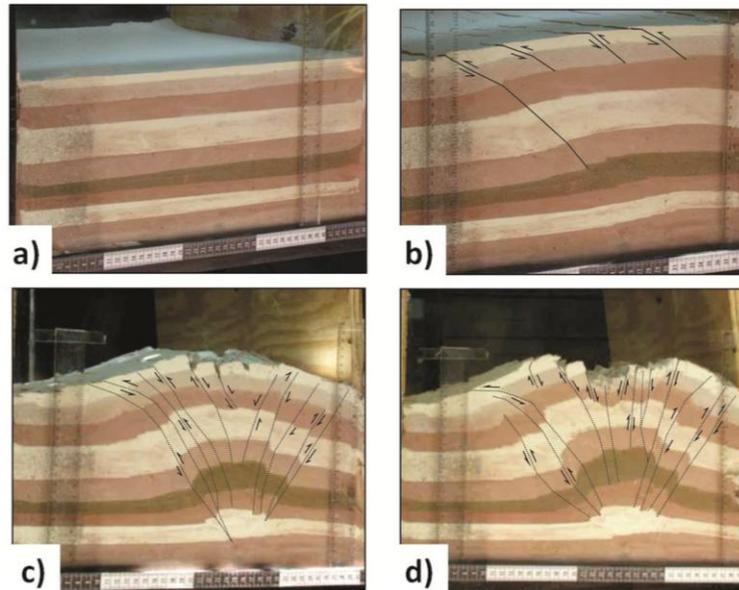


Figura 44. Vistas en Perfil de Cc-1. **a)** Estado Inicial; **b)** Mecanismo de Compresión; **c)** Mecanismo de Inflación y **d)** Mecanismo de Deflación.

❖ Experimento Cc-2 (Tabla 8., Fig. 45).

Experimento	Posición de Balón	Tipo de material	Variables Medidas									
			Cc-2	Orilla	Arena y Harina	Estado Inicial						
V_{tma} (cm ³)	V_{b-0} (cm ³)	V_{tm-eb} (cm ³)				H_{t-ma} (cm)	H_{eb-0} (cm)	H_{b-0} (cm)				
			56095.2	904.8	8750.0	19.0	7.0	12.0				
			Mecanismo de Compresión									
			t (seg)	H_{eb-1} (cm)	H_{b-1} (B) (cm)	H_{b-1} (A) (cm)	C_t (cm)	H_{c-max} (cm)	H_{c-min} (cm)			
			94.0	7.0	13.0	10.5	7.0	20.0	18.8			
			Mecanismo de Inflación									
			t (seg)	V_{b-1} (cm ³)	H_{eb-2} (cm)	H_{b-1} (B) (cm)	H_{b-1} (A) (cm)	$D_{e-max-1}$ (cm)	D_{e-min} (cm)	H_L (cm)		
			14.0	1431.4	10.3	15.0	13.5	30.5	14.3	4.0		
			Mecanismo de Deflación									
			t (seg)	V_{b-2} (cm ³)	H_{eb-3} (cm)	H_{b-1} (B) (cm)	H_{b-1} (A) (cm)	$D_{e-max-2}$ (cm)	D_s		H_s (cm)	L_d (cm)
			19.5	973.4	7.6	11.0	13.0	31.5	a_s	b_s	3.0	1.5

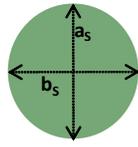


Tabla 8. Resultados del experimento Cc-2, de acuerdo a la fase o mecanismo.

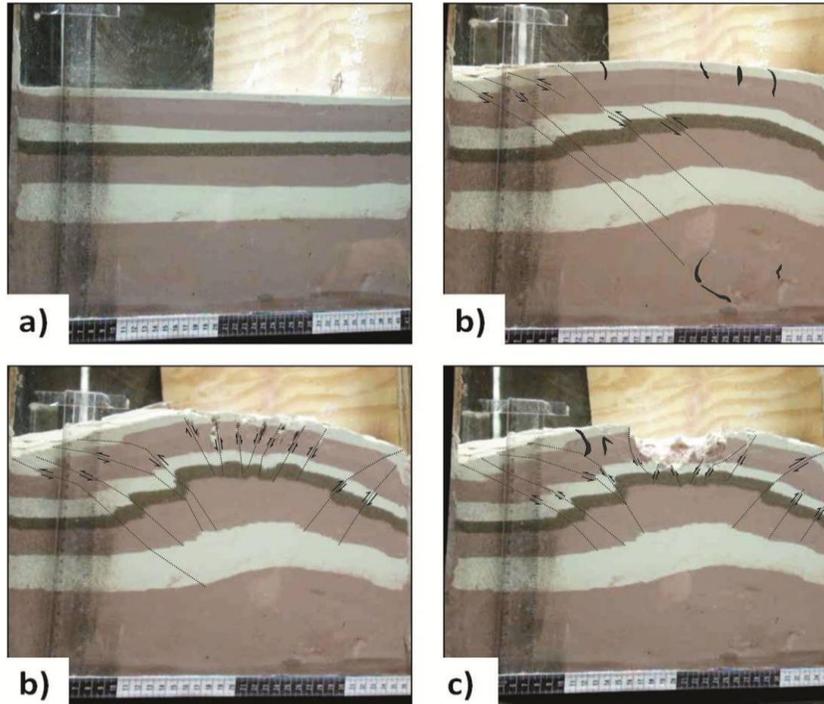


Figura 45. Vistas en Perfil de Cc-2. **a)** Estado Inicial; **b)** Mecanismo de Compresión; **c)** Mecanismo de Inflación y **d)** Mecanismo de Deflación.

❖ Experimento Cc-3 (Tabla 9., Fig. 46).

Experimento	Posición de Balón	Tipo de material	Variables Medidas									
			Cc-3	Orilla	Arena y Harina	Estado Inicial						
V_{tma} (cm ³)	V_{b-0} (cm ³)	V_{tm-eb} (cm ³)				H_{t-ma} (cm)	H_{eb-0} (cm)	H_{b-0} (cm)				
			53095.2	904.8	7500.0	18.0	6.0	12.0				
			Mecanismo de Compresión									
			t (seg)	H_{eb-1} (cm)	H_{b-1} (B) (cm)	H_{nb-1} (A) (cm)	C_t (cm)	H_{c-max} (cm)	H_{c-min} (cm)			
			89.0	7.4	13.5	11.0	5.0	20.8	19.6			
			Mecanismo de Inflación									
			t (seg)	V_{b-1} (cm ³)	H_{eb-2} (cm)	H_{b-2} (B) (cm)	H_{nb-2} (A) (cm)	$D_{e-max-1}$ (cm)	D_{e-min} (cm)	H_L (cm)		
			16.0	1131.0	11.0	15.0	12.0	30.0	11.0	5.0		
			Mecanismo de Deflacion									
			t (seg)	V_{b-2} (cm ³)	H_{eb-3} (cm)	H_{b-3} (B) (cm)	H_{nb-3} (A) (cm)	$D_{e-max-2}$ (cm)	D_s		H_s (cm)	L_{dt} (cm)
			16.0	1061.9	4.5	12.0	13.0	31.6	a_s 14.7	b_s 10.8	3.5	1.0

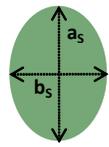


Tabla 9. Resultados del experimento Cs-3, de acuerdo a la fase o mecanismo.

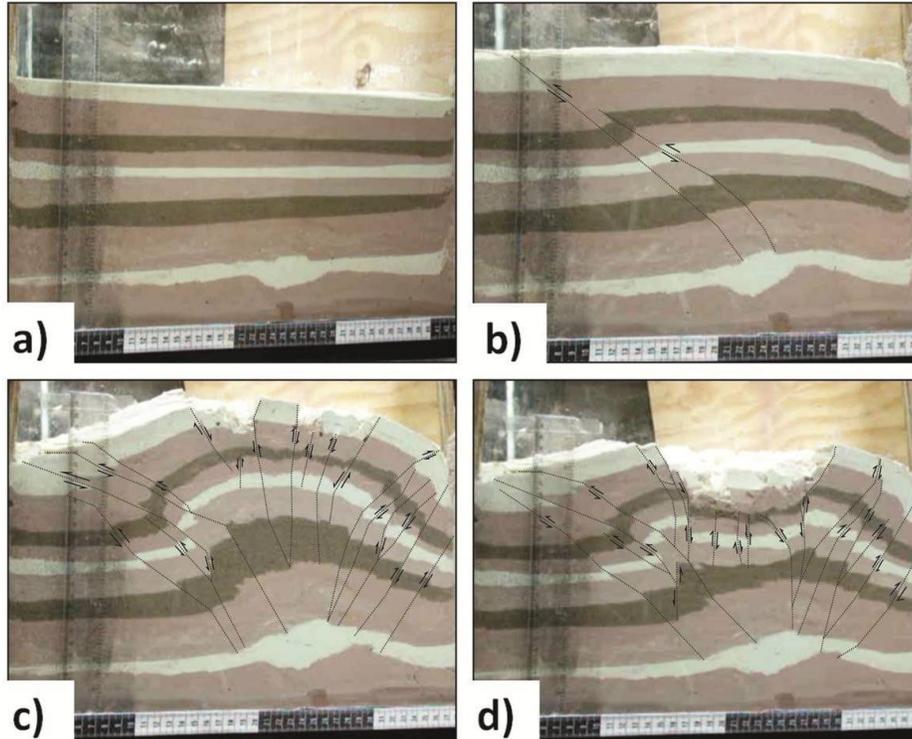


Figura 46. Vistas en Perfil de Cc-3. **a)** Estado Inicial; **b)** Mecanismo de Compresión; **c)** Mecanismo de Inflación y **d)** Mecanismo de Deflación.

❖ Experimento Cc-4 (Tabla 10., Fig. 47).

Experimento	Posición de Balón	Tipo de material	Variables Medidas									
			Cc-4	Centrado	Arena y Harina	Estado Inicial						
V_{tma} (cm ³)	V_{b-0} (cm ³)	V_{tm-eb} (cm ³)				H_{t-ma} (cm)	H_{eb-0} (cm)	H_{b-0} (cm)				
			56095.2	904.8	8750.0	19.0	7.0	12.0				
			Mecanismo de Compresión									
			t (seg)	H_{eb-1} (cm)	H_{b-1} (B) (cm)	H_{nb-1} (A) (cm)	C_t (cm)	H_{c-max} (cm)	H_{c-min} (cm)			
			76.0	9.5	12.7	11.0	6.0	22.5	20.5			
			Mecanismo de Inflación									
			t (seg)	V_{b-1} (cm ³)	H_{eb-2} (cm)	H_{b-2} (B) (cm)	H_{nb-2} (A) (cm)	$D_{e-max-1}$ (cm)	D_{e-min} (cm)	H_L (cm)		
			15.0	1238.8	10.2	14.0	13.0	26.4	11.5	2.4		
			Mecanismo de Deflación									
			t (seg)	V_{b-2} (cm ³)	H_{eb-3} (cm)	H_{b-3} (B) (cm)	H_{nb-3} (A) (cm)	$D_{e-max-2}$ (cm)	D_s		H_s (cm)	L_{st} (cm)
			19.4	899.9	7.6	11.0	12.5	33.0	a_s	b_s	2.5	-

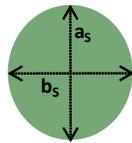


Tabla 10. Resultados del experimento Cc-4, de acuerdo a la fase o mecanismo.

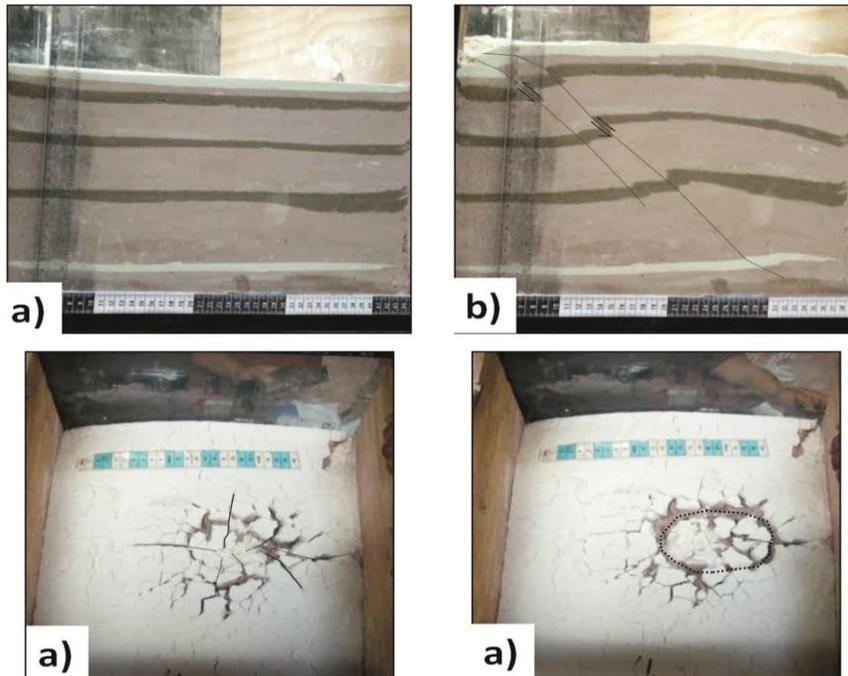


Figura 47. Experimento Cc-4. Vista en perfil: **a)** estado inicial y **b)** mecanismo de compresión. Vista en planta: **c)** mecanismo de inflación y **d)** mecanismo de deflación.

6. DISCUSIÓN

6.1. EXPERIMENTOS Cs

MECANISMO DE INFLACIÓN Ó SOBREPRESURIZACIÓN DEL BALÓN.

1. Estos experimentos se realizaron en su mayoría, en el centro de la caja de cristal simple, la cual limitó la indagación, respecto a lo ocurrido en las cercanías de la cámara análoga, por lo que las observaciones se limitan a una vista en planta; sin embargo en la vista de perfil, se logra observar un abombamiento de las capas durante el mecanismo de inflación de la cámara análoga ó balón (aprox. a 5 cm de la posición central del balón) (Fig. 48).



Figura 48. Experimento Cs-2. Abombamiento del material análogo (intercalación de harina y arena), como resultado de la sobrepresurización de la cámara análoga ó balón.

2. Generación de un domo que se fractura en forma radial, por esfuerzos verticales, originados por el empuje ó incremento de aire en el balón. Se identificaron 2 tipos de fracturas radiales:

2.1. *Fracturas radiales primarias*: Se forman desde el balón hacia la superficie, y por lo tanto tienen la misma profundidad que la cima del balón.

2.1.1. Entre fractura y fractura se desarrolla al final, una estructura en forma de una punta redondeada, que indica la dirección del movimiento, y que en realidad forman parte de las estructuras concéntricas originadas por fallas inversas (Fig. 49).

2.1.2. Algunas fracturas primarias dan un seguimiento casi lineal después de la abertura originada por la inflación.

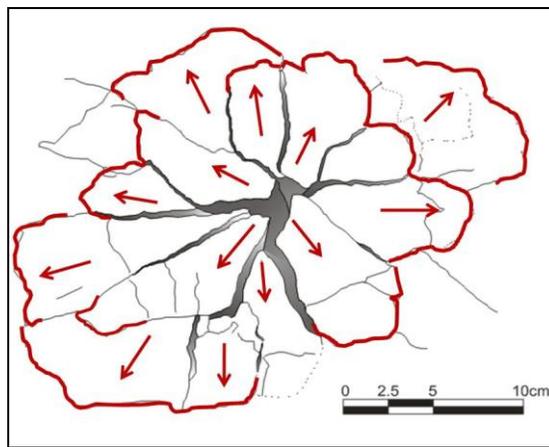


Figura 49. Experimento **Cs-1**. Fracturas primarias: Puntas redondeadas que indican la dirección de desplazamiento.

2.2. *Fracturas radiales secundarias* que son menos profundas y se forman desde la superficie hacia el balón, cabe mencionar que su profundidad en todos los experimentos no va más allá de los 2 cm. Este tipo de fracturas generan,

en conjunto con las fracturas primarias, ramificaciones en forma “y” (Fig. 50).

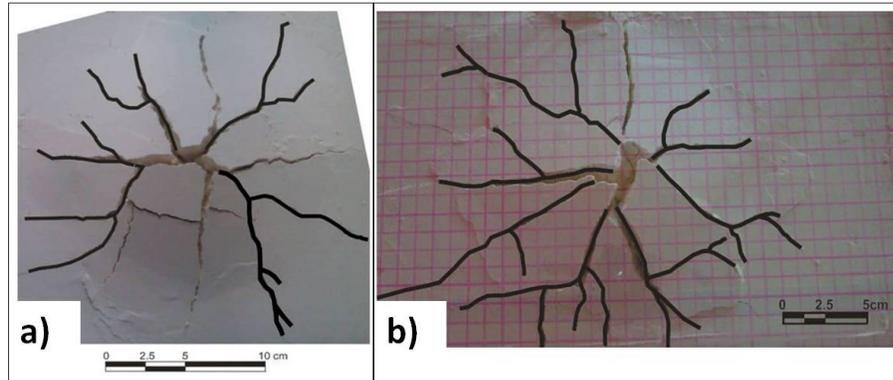


Figura 50. Ejemplo de ramificaciones en forma de “y”. a) Experimento Cs-3; b) Experimento Cs-1.

3. Formación de 2 o más fracturas concéntricas definidas por fallas inversas. Generalmente la última fractura concéntrica, será la que delimite la estructura caldérica, incluso después de la despresurización de la cámara análoga.
4. La última fractura concéntrica formada durante el mecanismo de inflación, dará origen posteriormente al último anillo topográfico (véase sección 3.4), cuyo diámetro será mayor en todos los casos, al diámetro real del balón; sin embargo marca el final de los efectos provocados por la formación de la estructura de colapso.

MECANISMO DE DEFLACIÓN O DESPRESURIZACIÓN DEL BALÓN.

1. Hundimiento en la parte central del domo creado durante el mecanismo de inflación o sobrepresurización.

1.1. Formaciones de fracturas concéntricas o en anillo originadas por fallas normales.

1.1.1. La última fractura concéntrica se ubica al límite de la fractura radial más larga, provocada durante la inflación.

1.1.2. Después de que se ha hundido el material análogo central, como consecuencia de la deflación del balón, queda alrededor un borde, característico del estado final de las calderas, en algunos casos se podría considerar como parte del anillo topográfico. Dichos bordes van seguidos, hacia el interior por el escarpe del colapso, que da seguimiento a al subsidencia ó hundimiento. (Fig.50).

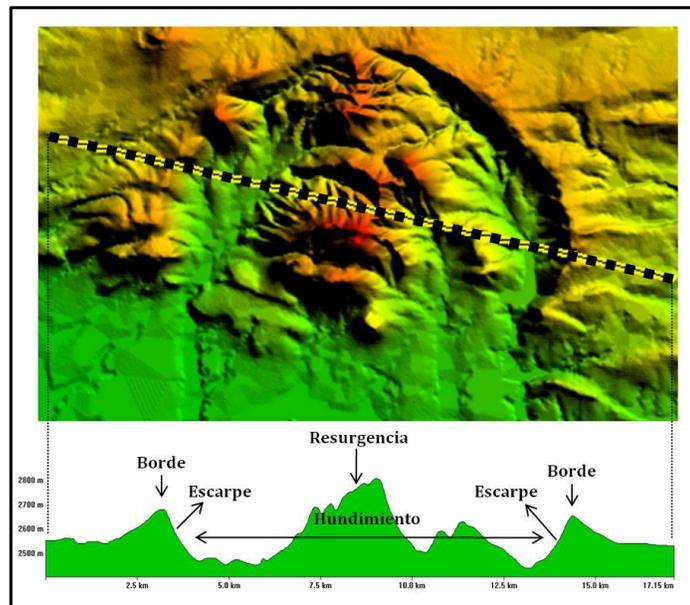


Figura 50. Ejemplo de los Bordes, escarpes y hundimiento identificables en la caldera de Amealco.

2. El diámetro de la subsidencia (D_s) es de 5 a 10 cm mayor al diámetro real del balón, durante esta etapa.
3. La forma del colapso, va de circular a semicircular

6.2. Experimentos Cc

MECANISMO DE COMPRESIÓN

Este mecanismo fue realizado para simular, el mecanismo de formación de la Sierra Madre Oriental, en la cual se ubica parte de la estructura semicircular de Sta. Amajac. Es propio mencionar que el objetivo de este trabajo no era describir a detalle este mecanismo; sin embargo, pensando en que este, tuvo que ver la forma de la estructura semicircular de Sta. Ma. Amajac, es que se realizó.

► *Vista en perfil* (ver Fig. 51).

1. Se observan plegamientos cortados por fallas inversas, conforme avanza la compresión.
2. En todos los experimentos se formaron 1 ó 2 fallas inversas principales (**Fi-p**) de mayor profundidad a comparación de otras pequeñas o secundarias (**Fi-s**). Estas casi llegaban hasta la base del prototipo, pero eran interrumpidas por la presencia del balón, esto se dedujo, debido a que en todos los experimentos se fotografió el otro de la **Cc**, a la cual no le afectaba la presencia del balón, y se observó la generación de 1 ó 2 fallas inversas de mayor profundidad, pero que si llegaban hasta la base de la **Cc**.

- 2.1. Las (**Fi-s**) van de entre 6 y 8 cm de longitud.
3. La zona donde se originaban las **Fi-p**, así como la mayor deformación, era aproximadamente de 30 a 35 cm horizontales después de la pared de madera que comprimía.
- 3.1. Inesperadamente, todas las **Fi-p** de los experimentos tenían un ángulo de inclinación de 45° a 50°.
4. El prototipo o caja compuesta (**Cc**), constaba de dos paredes capaces de realizar compresión; sin embargo, se dejó inmóvil una de ellas, lo cual provocó cierta resistencia del material a ser comprimido en los primeros 20 cm horizontales. Dichas resistencia, provocó fracturas (**Fa**) que generalmente no continuaban hacia la arena; es decir, solo afectaron a la harina, esto se cree fue debido a la competencia del material.
5. Conforme se comprimía el material análogo, este se iba engrosando en las inmediaciones de la pared móvil del prototipo, por lo que se registraban al final de este mecanismo 2 alturas diferentes, una de mayor que la otra, pero ambas mayores a la altura total del material análogo (**H_{t-ma}**) en el estado inicial.

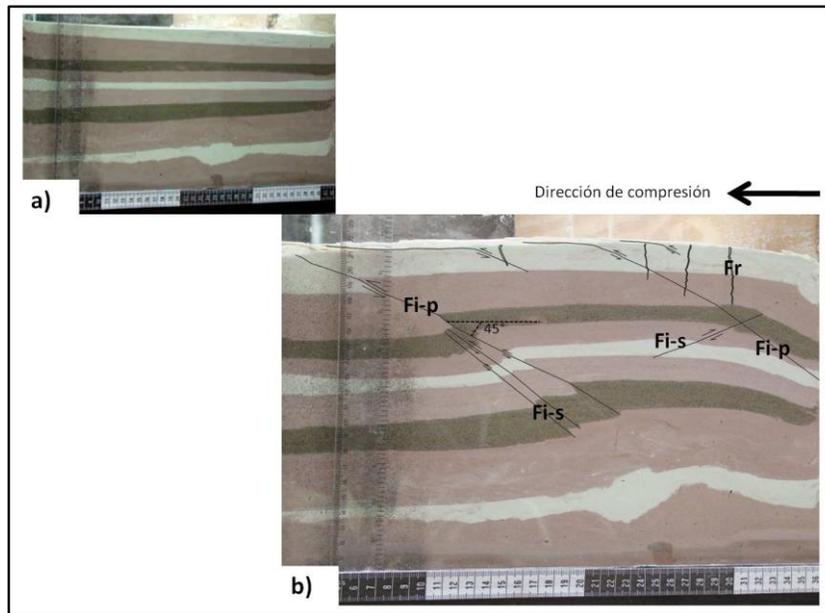


Figura 51. Experimento **Cc-3**. **a)** estado inicial, es decir, antes de la compresión; **b)** estado compresivo, donde se observan las estructuras formadas, de acuerdo a lo descrito en el texto anterior.

► **Vista en planta** (ver Fig.52).

1. Se observa la formación de entre 5 y 7 series de fallas inversas principales (**Fi-p**) paralelas entre sí, y perpendiculares al esfuerzo.
2. No todas las **Fi-p** profundizan, existen algunas que solo son relativamente superficiales (no profundizan a más de 1 cm), lo cual impide sean observables en la vista de perfil.
3. Existe un extenso fracturamiento que forma polígonos entre sí (**F-pol**), y que incluso dan la forma de estructuras circulares y semicirculares.

4. En algunas ocasiones, se podrían interpretar algunas de las fracturas como parte de falla laterales; sin embargo, no es tan obvio, por lo cual no se afirma del todo este concepto.

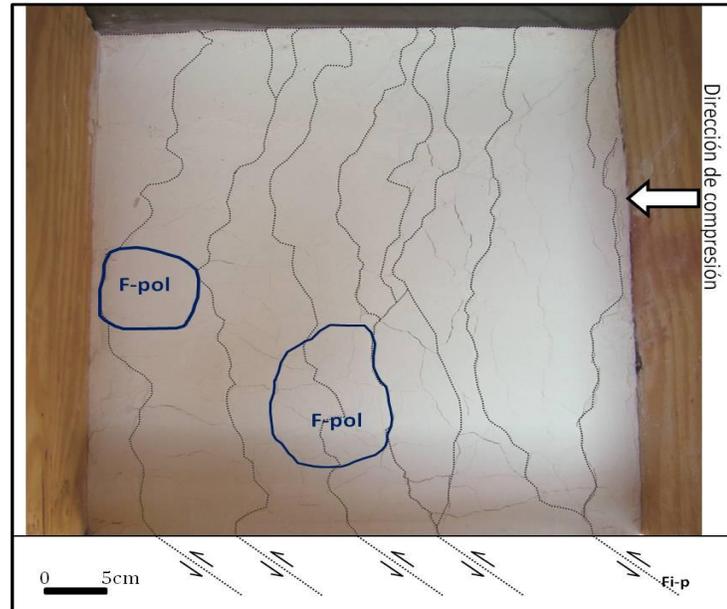


Figura 52. Experimento Cc-1. Ejemplificación de las estructuras observadas en la vista en planta, del mecanismo de compresión, de acuerdo a lo descrito en el texto anterior.

MECANISMO DE INFLACION Ó SOBREPRESURIZACIÓN DEL BALÓN.

► *Vista en perfil.*

1. Generación de fallas inversas en las zonas externas del domo.
 - 1.1. Las fallas inversas se originan desde el balón hasta la superficie, en forma de flor y tienen un ángulo de 40° a 60° . (Fig. 53).
2. En todos los experimentos se observa la presencia de fallas normales en la cresta del domo, muy semejantes a los bloques que se observan en las calderas

de tipo piecemeal, solo que en estos experimentos se originan antes del colapso. Este fenómeno es resultado de la relajación del material análogo en la parte superior del domo. Cabe mencionar que dicho material análogo, había sido sometido a esfuerzos de compresión, por lo que, las fallas normales se formaron paralelas al esfuerzo de compresión (Fig. 53).

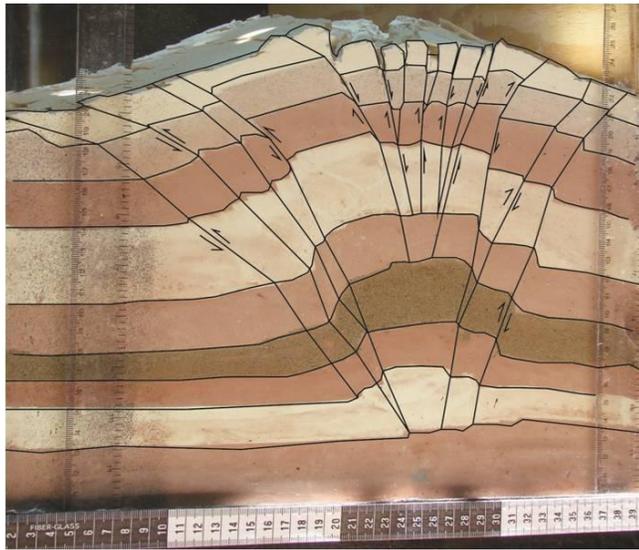


Figura 53. Experimento Cc-1. Formación de bloques, generados por fallas normales en la cresta del domo, fallas inversas en forma de flor.

- 2.1. Las fallas normales originadas en esta etapa no se profundizan a más de 10 cm, en todos los experimentos.
3. En conjunto, las fallas normales e inversas generadas en durante este mecanismo, vistas en perfil, son las que se observan en la vista de planta, como fracturas radiales y poligonales.

► *Vista en planta.*

1. Se observan fracturas radiales, característicos de la formación del domo; sin embargo se logra apreciar en todos los experimentos, un ligero colapso durante esta etapa, debido al fenómeno explicado en el apartado anterior (Vista en Perfil, punto 2).
 - 1.1. Algunas de estas fracturas atraviesan de lado a lado la estructura dómica.
2. En el experimento **Cc-3**, en lugar de las fracturas radiales, típicas del domo, se forman fracturas paralelas, a las fallas inversas originadas por el esfuerzo de compresión (Fig. 54).

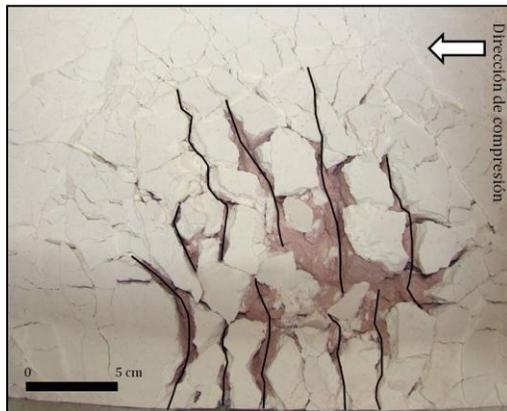


Figura 54. Experimento Cc-3. Fracturas paralelas a las fallas inversas originadas durante el mecanismo de compresión.

3. Aumenta el grado de fracturamiento y fallamiento, a comparación de los experimentos **Cs**.
4. Fallas inversas, normales, paralelas a la compresión; así como, fallas laterales, originadas por el empuje vertical de la cámara análoga.

5. Al igual que en los experimentos **Cs**, también se forman de 2 a 3 estructuras concéntricas, aunque no tan bien definidas, debido al intenso fracturamiento. La última de estas fracturas es formada por una falla inversa.

5.1. Generalmente, ninguna de estas fracturas concéntricas representa el tamaño real de la cámara análoga, o al menos de forma tan clara.

MECANISMO DE DEFLACIÓN O DESPRESURIZACIÓN DEL BALÓN.

► *Vista en perfil.*

1. Al momento en que se inicia la despresurización del balón, se generan más bloques originando mas fallas normales, y aquellas fallas normales que estaban presentes desde el mecanismo de inflación de la cámara análoga, favorecen el colapso y lo delimitan. Este hecho ocurre en todos los experimentos.
2. Los bloques caen hacia el centro del colapso.
3. Los escarpes del colapso tienen una inclinación de entre 60° a 90° y una profundidad de subsidencia (**H_s**) hasta de 4 cm.
4. Formación de un borde en la parte externa del hundimiento, al igual que en la caja simple.

► *Vista en planta.*

1. Para el caso de este tipo de experimentos (**Cc**), era muy difícil distinguir el diámetro estructural máximo (**D_{e-max}**), debido al fracturamiento tan intenso que se había generado y que aumentaba conforme se daba fin a otro mecanismo ó

etapa de formación de la estructura de colapso; sin embargo, este era mayor de los 30 cm.

2. El diámetro de subsidencia (D_s), era variable, debido a que la forma final del colapso, era en su mayoría semicircular, por lo que se optó por tomar el diámetro considerando dos ejes de simetría (a_s y b_s), dichos ejes oscilaban de entre 10.8 a 15.4 cm.
3. El D_s sobrepasaba a las medidas reales del balón (H_{nb-3} (A) y H_{nb-3} (B)) después del colapso, hasta por 4 cm.

7. CONCLUSIONES

Los modelos análogos aplicados al área de estudio de este trabajo de investigación, ayudaron a entender de forma más clara, los posibles acontecimientos que dieron lugar a la estructura semicircular de Sta. Ma. Amajac, así como, la evolución y dinámica de una caldera de colapso de forma general.

Después de haber realizado 7 experimentos (3 sin un régimen de compresión y 4 bajo un régimen de compresión), con el fin de asemejar el sistema natural, es posible darse cuenta de ciertas similitudes entre todos los experimentos, en cuanto a los resultados obtenidos, dichas similitudes son las siguientes:

- I. Formación de un anillo de manera superficial y aproximadamente del triple del tamaño del balón (reservorio magnético análogo).
- II. Presencia mayoritaria de fracturas y fallas que buzan hacia balón.
- III. Formación de fracturas concéntricas en la superficie y fallas inversas profundas (algunas llegan hasta la cima de balón o reservorio magnético análogo) vistas en perfil, ambas, desde que es aplicado el mecanismo de inflación al reservorio magnético análogo.
- IV. Formación de fallas normales, cuya profundidad máxima era de aproximadamente 2 cm (2 km en el sistema natural), ubicadas en la cresta del domo, formadas durante el mecanismo de inflación.

- V. Creación de fracturas semicirculares, en el momento de aplicar compresión, es decir mucho antes de que se simulara la creación de una caldera de colapso.

La elección del experimento que mejor había aplicado al área de estudio, fue una tarea difícil, pues, en el sistema natural no fue posible apreciar en campo, información importante como: la altura del colapso, el espesor de flujos piroclásticos, etc. Sin embargo el único experimento que se podría comparar a la estructura semicircular de Amajac, es el Cs-3 debido a la semejanza en la forma y tamaño de la estructura formada en el modelo análogo, que fue de 11.8 x 7.5 cm, con respecto a la del sistema natural que es de 11.9 x 7.2 km, lo anterior es compaginado, recordando que 1 cm es a 1km en el sistema natural (Fig. 55).

Cabe mencionar que en este experimento se logro apreciar de forma más clara, la forma del balón relacionada directamente con la forma del colapso, ya que al desinflar el balón, se originó que este se achatara, adquiriendo una forma semicircular en el modelo análogo ,de igual forma que el colapso en la superficie del sistema natural.

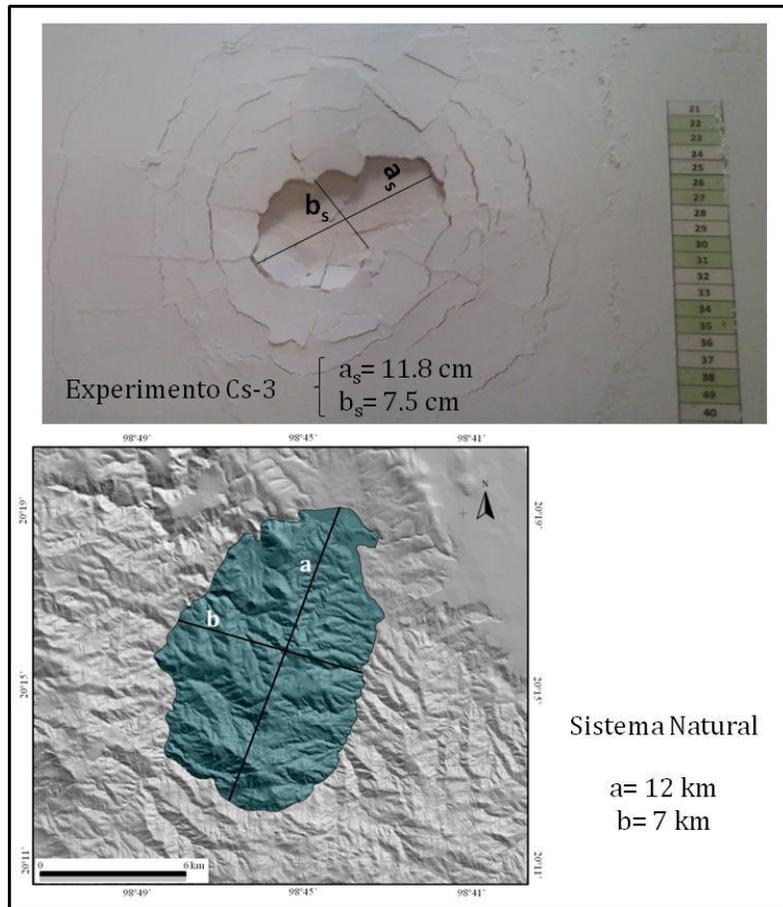


Figura 55. Comparación de la forma y medidas del experimento Cs-3, con el sistema natural.

Una de las conclusiones más importantes a las que se ha llegado en este trabajo de investigación, es el hecho de que, este tipo de modelos análogos son aplicables a cualquier estructura caldérica, aun con las posibles limitaciones que puedan existir en dichos modelos. En México se encuentra la **FVTM**, que cuenta con cientos de estructuras semicirculares, circulares y elípticas, que podrían ser calderas, por lo que ampliar el conocimiento en este tipo de modelos podría ser de gran utilidad en el conocimiento de la evolución y dinámica de estas estructuras. Además, los

resultados observados en estos experimentos son muy semejantes a algunas características observadas en calderas conocidas actualmente en **FVTM**, como la caldera de los Humeros, Acoculco, Huichapan, etc. Por lo que el camino para saber más de estas estructuras de colapso aun es muy extenso, más no imposible de realizar y entre mas información se posea acerca del sistema natural, mejores son los resultados del modelo análogo, pues los criterios de simulación de amplían, arrojando resultados más detallados.

9. BIBLIOGRAFÍA

- ❖ Acocella V., 2007. Understanding caldera structure and development: an overview of analogue models compared to natural calderas. *Earth Science Reviews*, 85, 125-160.
- ❖ Scandone, R., Acocella V., 2007. Control of the aspect ratio of the chamber roof on caldera formation during silicic eruptions. *Geophysical Research Letters*, 34, L22307,doi:10.1029/2007GL032059.
- ❖ Acocella, V., Cefelli, F., Funicello, R., (2000) Analogue models of collapse calderas and resurgent domes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 104, 81-96.
- ❖ Acocella, V., Cefelli, F., Funicello, R., (2001a) The control of overburden thickness on resurgent domes: insights from analogue models. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 111, 137-153.
- ❖ Acocella, V., Korme, T., Salvini, F., Funicello, R., (2002) Elliptic calderas in the Ethiopian Rift: control of pre-existing structures. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 119, 189-203.
- ❖ Acocella, V., Funicello, R., Marotta, E., Orsi, G., de Vita, S., (2004) The role of extensional structures on experimental calderas and resurgence. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 129, 199-217.
- ❖ Aguilar-Arellano, F.J., Velasco-de León, M.P. (2002) El clima durante el Plioceno en la región de Santa María Amajac, Hidalgo, México: *Boletín de la Sociedad Botánica de México*, 71, 71-81.

- ❖ Aguirre-Díaz, G., López-Martínez, M. (2001) The Amazcala caldera, Querétaro, central Mexican Volcanic Belt, México. *Geology and geochronology: Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 111, 203-218.
- ❖ Aguirre-Díaz, G., McDowell, F. (2000) Volcanic evolution of the Amealco caldera, central Mexico, en Delgado-Granados, H., Stock, J., Aguirre- Díaz, G. (eds.), *Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico: Boulder, CO, Geological Society of America, Special Paper*, 334, 167-178.
- ❖ Aguirre-Díaz, G., Nelson, S., Ferrari, L., López, M. (1997) Ignimbrites of the central Mexican Volcanic Belt, Amealco and Huichapan calderas (Querétaro-Hidalgo), en Aguirre-
- ❖ Aguirre-Díaz, G.J. (1996) Volcanic stratigraphy of the Amealco caldera and vicinity, Central Mexican Volcanic Belt. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 13:10-51.
- ❖ Anderson, E.M. (1936) The dynamics of the formation of cone sheets, ring dikes, and cauldron subsidences. *Proceedings of the Royal Society of Edinburgh* 56, 128-163.
- ❖ Anguita, F., Verma, S.P., Márquez, A., Vasconcelos, M., López, I. and Laurrieta, A. (2001) Circular structures in the Mexican Volcanic Belt. *J. Volcanol. Geother. Res.*, 107, 265-274
- ❖ Aranda-Gómez, J. J., Luhr, J. F., Housh, T. B., Moreno, G. V., Chávez-Cabello, G. (2005) El volcanismo tipo intraplaca del Cenozoico tardío en el centro y norte

de México: una revisión: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 39, 187-225

- ❖ Arellano, G. J., Velasco, L. P., Silva, P. A., Salvador, F. R. y Beltrán, R. F. (2005) Origen y características geológicas del paleo-lago de Amajac, Hidalgo. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 22(2): 199-211.
- ❖ Bailey, R.A. (1976) Volcanism, Structure, and Geochronology of Long Valley Caldera, Mono County, California. Journal of Geophysical Research, 81(5): 725-744.
- ❖ Bailey, E. B. (1960) The geology of Ben Nevis and Glencoe and the surrounding country, 2nd edition. Memoir of the Geological Survey of Great Britain, Sheet 53 (Scotland).
- ❖ Blong, R. (2000). Volcanic hazard and risk management. In: Encyclopedia of Volcanoes, H. Sigurdsson, et al. Academic Press, San Francisco, 1215-1227.
- ❖ Branney, M.J. (1995). Downsag and extension at calderas: new perspectives on collapse geometries from ice-melt, mining, and volcanic subsidence." Bulletin of Volcanology, 57: 303-318.
- ❖ Branney, M.J. and P. Kokelaar (1994) Volcanotectonic faulting, soft-state deformation, and rheomorphism of tuffs during development of a piecemeal caldera, English Lake District. Geological Society of America Bulletin, 106: 507-530.

- ❖ Cailleau, B., Walter, T.R., Janle, P., Hauber, E., (2003) Modeling volcanic deformation in a regional stress field: implications for the formation of graben structures on Alba Patera, Mars. *Journal Geophysical Research* 108 (E12), 5141.doi:1029/2003JE002135.
- ❖ Cantagrel, J.M., Robin, C. (1979) K-Ar dating on Eastern Mexican Volcanic Rocks- relations between the andesitic and the alkaline provinces, *Journal of volcanology and geothermal research*, 5, 99-114.
- ❖ Capra, L., Macías, J., Garduño, V. (1997) The Zitácuaro Volcanic Complex, Michoacán, México: magmatic and eruptive history of a resurgent caldera: *Geofísica Internacional*, 36(3), 161-179.
- ❖ Carracedo, J.C., Pérez, F.J., Ancochea, E., Meco J., Hernán, F., Cubas C.R., Casillas, R., Rodriguez, E., Ahijado, A. (2002) Cenozoic volcanism II: The Canary Islands. In: *The Geology of Spain*. Ed. By Gibbons, W. and Moreno, T., The Geological Society of London, 439-472, Total alkali versus silica diagrams (TAS) with analyses of Canaries volcanic rocks.
- ❖ Carrasco-Velázquez B. E., Martínez-Hernández E., Ramírez-Arriaga E., Solé-Viñas J. (2008) Estratigrafía de la Formación Metztlán del Plioceno (estado de Hidalgo, Centro-Este de México): *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 60 (1), 83-99.

- ❖ Carrasco-Velásquez, B. (1971) Litofacies de la Formación El Abra en la Plataforma de Actopan, Hidalgo: Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, 3(1), 2-58.
- ❖ Cas, R.A.F. and Wright, J.V. (1987) Volcanic Successions. Modern and ancient. Allen & Unwin, London, 528.
- ❖ Castillo-Román, J., Verma, S. P., Andaverde, J. (1991) Modelación de temperaturas bajo la Caldera de Los Humeros, Puebla, México, en términos de la profundidad de la cámara magmática. Geofísica Internacional, 30: 149-172.
- ❖ Cespuglio, G., Campus, P., Sileny, J., (1996) Seismic moment tensor application to the Phlegraean Field (Southern Italy) volcanic tremors. Geophysical Journal International 126, 620-634.
- ❖ Clough, B.J., H.B. Maufe, E.B. Bailey (1909). "The cauldron-subsidence of Glen Coe, and the associated igneous phenomena." Quarterly Journal Geological Society London, 65: 611-678.
- ❖ Cole, J.W., Milner, D.M., and Spinks, K.D. (2005) Calderas and caldera structures: a review. Earth Science Reviews, 69, 1-96.
- ❖ Demant, A. (1978) Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación: Revista Instituto de Geología, 2, 172-187.
- ❖ Domínguez, B. L. (2003) Caracterización petrográfica de los depósitos piroclásticos asociados a la erupción ocurrida hace 3600 años en el volcán

Cerro Machín. Mecanismo eruptivo, transporte y sedimentación. Trabajo de grado. Universidad Nacional de Colombia, Bogotá D.C.

- ❖ Druitt, T.H., 1998. Pyroclastic density currents. Geological Society, London, Special Publications, 145, 145-1821.
- ❖ Druitt, T.H. and Sparks, R.S.J. (1984) On the formation of calderas during ignimbrite eruptions. *Nature*, 310:679–681.
- ❖ du Bray, E.A., J.S. Pallister (1991) An Ash Flow Caldera in Cross Section: Ongoing Field and Geochemical Studies of the Mid-Tertiary Turkey Creek Caldera, Chiricahua Mountains, SE Arizona. *Journal of Geophysical Research*, 96: 13435-13457.
- ❖ Dutton, C.E. (1884) Hawaiian volcanoes: U.S. Geological Survey Annual Report 4, 75–219.
- ❖ Escamilla-Casas, J.C., Murillo, G., Piñan-Llamas, A., Cruz, S. (2007) The use of a GIS in the identification of geologic structures in the region of Santa Maria Amajac, Hidalgo, Mexico. *Hope College, Geological & Environmental Science Department*, 35, 5.
- ❖ Escher, B.G. (1929) On the formation of calderas. *Leidsche Geol. Mededell*, 3: 183-219.
- ❖ Ferrari, L., Rosas-Elguera, J., Orozco-Esquivel, M., Carrasco-Núñez, G., Norato-Cortez, T. (2005) Digital geologic cartography of the Trans-Mexican Volcanic

Belt and adjoining areas: Digital Geosciences, Universidad Nacional Autónoma de México, 1 mapa, 2 p. texto.

- ❖ Ferrari, L., Garduño, V., Pasquaré, G., Tibaldi, A. (1991) Geology of Los Azufres caldera, Mexico, and its relations with regional tectonics: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 47, 129-148.
- ❖ Francis, P.W. (1983) (Editor) *Calderas Volcánicas Gigantes. Investigación y Ciencia. Edición Española de Scientific American. Barcelona, España.*
- ❖ Fridrich, C.J., R.P. Smith, E. deWitt, E.H. McKee (1991) Structural, eruptive, and intrusive evolution of the Grizzly Peak caldera, Sawatch Range, Colorado. *Geological Society of America Bulletin*, 103: 1160-1177.
- ❖ García-Palomo, A., Macías, J., Tolson, G., Valdez, R., and Mora-Chaparro, J. (2002) Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan region, eastcentral sector of the Transmexican Volcanic Belt: *Geofísica Internacional*, 41, 133-150.
- ❖ Geyer, A. (2007) Dynamics and structural evolution of collapse calderas: A comparison between field evidence, analogue and mathematical models. Tesis. Universidad de Barcelona, 438.
- ❖ Geyer, A., Folch, A., Martí, J. (2006) Relationship between caldera collapse and magma chamber withdrawal: an experimental approach. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 157: 375-386.
- ❖ Geyer A., Marti J., Folch A. (2005) Numerical and experimental studies of collapse calderas. A comparison of results. *Geophysical Research Abstracts*, 7,

0540, 2005 SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU05-A-00540 European Geosciences Union 2005.

- ❖ Geyne, A.R., Fries, C.Jr., Segerstrom, K., Black, R.F., Wilson, I.F. (1963) Geology and mineral deposits of the Pachuca-Real del Monte District, State of Hidalgo, México: México, D.F., Consejo de Recursos Naturales no Renovables, 5, 203.
- ❖ Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M. T., Ferrari, L. (2005) Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 58, 227-238
- ❖ Gottsmann, J., Martí, J. (2008) Caldera Volcanism: Analysis, Modelling and Response, Developments in Volcanology 10, Elsevier, Amsterdam, 492.
- ❖ Gudmundsson, A. (1988a) Effect of tensile stress concentration around magma chambers on intrusion and extrusion frequencies. Journal of Volcanology and Geothermal Research 35: 179-194.
- ❖ Gudmundsson, A. (1988b) Formation of collapse calderas. Geology 16: 808-810.
- ❖ Guidarelli, M., Zille, A., Saraó, A., Natale, M., Nunziata, C., Panza, G.F. (2006) Shear-wave velocity models and seismic sources in Campanian volcanic areas: Vesuvio and Campi Flegrei. In: Dobran, F. (Ed.), VESUVIUS 2000: Education, Security and Prosperity. Elsevier, Amsterdam, pp. 287-309.
- ❖ Heim, A. (1940) The front ranges of Sierra Madre Oriental, México, from Ciudad Victoria to Tamazunchale: *Ecologiae Geologicae Helvetiae*, 33 (2), 313–352.

- ❖ Henry, C.D., J.G. Price (1984) Variations in Caldera Development in the Tertiary Volcanic Field of Trans-Pecos Texas. *Journal of Geophysical Research*, 89: 8765-8786.
- ❖ Holohan, E.P., Troll, V.R., Walter, T.R., Munn, S., McDonnell, S., Shipton, Z.K., (2005) Elliptical calderas in active tectonic settings: an experimental approach. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 144: 119-135.
- ❖ Hubert, M. K. (1937) Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. *Bull. Geol. Soc. Am.* 48, 1459-1519
- ❖ Kennedy, B., Stix, J., Vallance, J.W., Lavallée, Y., Longpré, M. A. (2004) Controls on caldera structure: Results from analogue sandbox modeling. *GSA Bulletin*, 116(5):515-524.
- ❖ Komuro, H., (1987) Experiments on cauldron formation. A polygonal cauldron and ring fractures. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 31:139-149.
- ❖ Komuro, H., Fujita, Y., Kodama, K. (1984) Numerical and experimental models and the formation mechanism of collapse basins during the Green Tuff Orogenesis of Japan. *Bulletin of Volcanology* 47, 649-666.
- ❖ Krantz, R. W. (1991). "Measurements of friction coefficient and cohesion for faulting and fault reactivation in laboratory model using sand and sand mixtures." *Tectonophysics* 188: 203-207.

- ❖ Lavallée, Y., Styx, J., Kennedy, B., Richer, M., Longpré, M.A. (2004) The role of laboratory experiments in volcanology. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 129, 219-236.
- ❖ Lipman, P.W. (2000). Calderas. In: *Encyclopedia of Volcanoes*, H. Sigurdsson, et al. Academic Press, San Francisco, 643-662.
- ❖ Lipman, P.W. (1997) Subsidence of ash-flow calderas: Relation to caldera size and magma-chamber geometry: *Bulletin Volcanologique*, 59: 198–218.
- ❖ López-Doncel, R. (2003) La Formación Tamabra del Cretácico medio en la porción central del margen occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí, centro-noreste de México.-*Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 20 (1): 1-19.
- ❖ López-Hernández, A (2009) Evolución volcánica del complejo Tulancigo-Acocolco y sus sistema hidrotermal, Estados de Hidalgo y Puebla, México. Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado Ciencias de la Tierra, Tesis doctoral, 180.
- ❖ Lyell, C. (1854) Canary Isles and Madeira papers. Origin of the Caldera of Palma. Digitalizado para el Proyecto Humboldt. Edinburgh University Library.
- ❖ MacDonald, G.A. (1972) *Volcanoes*. Prentice Hall, New Jersey, 510pp.
- ❖ Mader, H.M., Zhang, Y., Phillips, J.C., Sparks, R.S.J., Sturtevant, B., Stolper, E., (1994) Experimental simulations of explosive degassing of magma. *Nature* 372, 85-88.

- ❖ Martí, J., Folch, A. (2005) Anticipating volcanic eruptions, In: Volcanoes and the Environment, Eds. J. Martí and G. Ernst, Cambridge University Press.
- ❖ Martí, J. (2003) Apuntes del curso de postgrado: La física de los volcanes. Olot, España, 123.
- ❖ Martí, J. y A. Gudmundsson (2000) The Las Cañadas caldera (Tenerife, Canary islands): an overlapping collapse caldera generated by magma-chamber migration. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103(Special issue, The geology and geophysics of Tenerife): 161- 174.
- ❖ Martí, J., Folch, A. (1999) El porqué de los Volcanes. Fundamentos Conceptuales y Didácticos. Laboratorio de Simulación y Experimentación de Procesos Geológicos (SIMGEO). Instituto de Ciencias de la Tierra "Jaume Almera", CSIC. c/ Lluís Solé Sabarís s/n. 08028 Barcelona. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 73, 194-199.
- ❖ Martí, J., Ablay, G.J., Redshaw, L.T., and Sparks, R. S. J. (1994) Experimental studies of collapse calderas. *Journal Geol. Soc. Lond.*, 151: 919–929.
- ❖ Matumoto, T. (1963) Caldera volcanoes and pyroclastic flows of Kyushu. *Bulletin of Volcanology*, 26: 401-413.
- ❖ Mckeen, E.H., Dreier, J.E., Noble, D.C. (1992) Early Miocene hydrothermal activity at Pachuca-Real del Monte, Mexico; an example of space-time association of volcanism and epithermal Ag-Au vein mineralization: *Economic Geology*, 87, 1635-1637.

- ❖ Murakami H, Komuro H (1993) Sakugi cauldron–Paleogene cauldron in central Chugoku, southwest Japan. *J Geol Soc Jap* 99: 243–254 (in Japanese, with English abstract).
- ❖ Nappi, G., A. Renzulli, P. Santi (1991) Evidence of incremental growth in the Vulsinian calderas (central Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 47(1-2): 13-31.
- ❖ Natale, M., Nunziata, C., Panza, G.F. (2005) Average shear wave velocity models of the crustal structure at Mt. Vesuvius. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 152,7-21.
- ❖ Newhall C., D. Dzurisin (1988) Historical Unrest at Large Calderas of the World. *U.S. Geological Survey Bulletin*, 1855.
- ❖ Nunziata, C., Natale, M., Luongo, G., Panza, G.F., (2006) Magma reservoir at Mt. Vesuvius: size of the hot, partially molten crust material detected deeper than 8 km. *Earth and Planetary Science Letters* 242, 51- 57.
- ❖ Ochoa-Camarillo, H. (1997) *Geología del Anticlinorio de Huayacocotla de México y recursos asociados, Libro-guía de las excursiones geológicas: Pachuca, México, Universidad autónoma de Hidalgo, Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra; Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología*, 1-17.
- ❖ Orozco-Esquivel, M. T., Ferrari, L., Eguchi, M., Tagami, T., Petrone, C., Jacobo-Albarran, J. (2003) The Eastern Alkaline Province (Mexico) revised: geology,

geochronology and geochemistry of Neogene volcanism in Veracruz State, en 99^a Reunión Anual, Geological Society of America, Cordilleran Section, Puerto Vallarta, Jal., Libro de resúmenes, 58.

- ❖ Pasquaré, G., Ferrari, L., Garduño, V., Tibaldi, A., Vezzoli, L. (1991) Geology of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, states of Guanajuato and Michoacan: Boulder, CO, Geological Society of America, Map and Chart Series MCH072, 1 mapa con texto, 22.
- ❖ Pasquaré, G., Garduño, V., Tibaldi, A., Ferrari, M. (1988) Stress pattern evolution in the central sector of the Mexican Volcanic Belt: Tectonophysics, 146, 353-364.
- ❖ Pradal, E., Robin, C. (1994) Long-lived magmatic phases at Los Azufres volcanic center, Mexico: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 63, 201-215.
- ❖ Robin, C. (1982) Relations volcanologie-magmatologie-geodynamique: application au passage entre volcanismes alcalin et andesitique dans le sud Mexicain (Axe Trans-mexicain et Province Alcaline Oriental). Clermont-Ferrand, Francia, Annales Scientifiques de l'Université de Clermont-Ferrand II, Tesis doctoral.
- ❖ Robin, C. (1976a) Las series volcánicas de la Sierra Madre Oriental (basaltos e ignimbrítas) descripción y caracteres químicos: Revista Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, 2, 12-42.

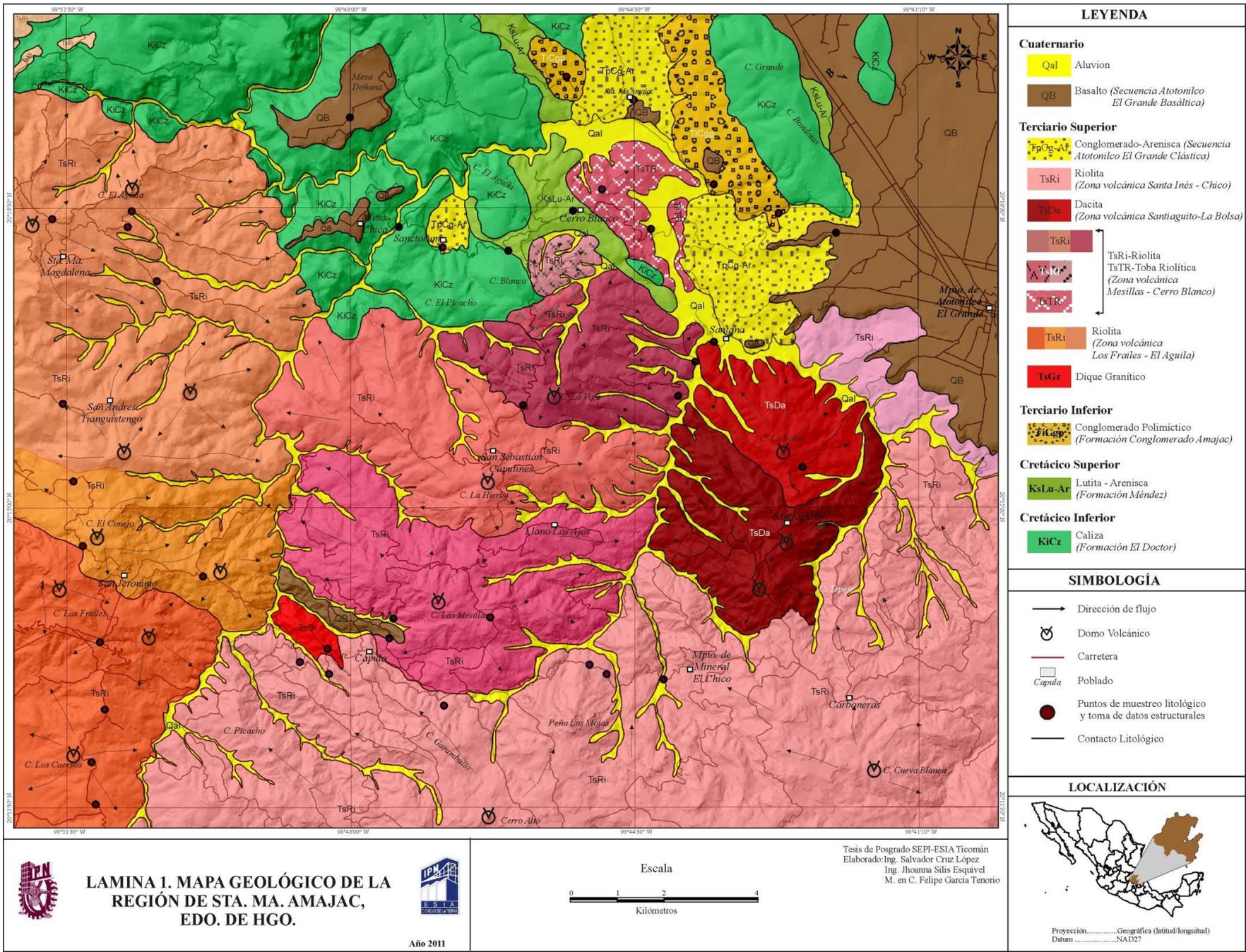
- ❖ Robin, C., (1976b) El Vulcanismo de las planicies de la Huasteca (Este de México) datos geoquímicos y petrográficos: Revista Instituto de Geología, Universidad autónoma de México, 96, 55-92.
- ❖ Roche, O., T. H. Druitt, O. Merle. (2000) Experimental study of caldera formation. Journal of Geophysical Research 105(B1): 395-416.
- ❖ Salvador-Flores R. (2001) Origen sedimentológico y estratigrafía del Paleolago de Amajac, Hidalgo: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis profesional, Inédita, 87.
- ❖ Segerstrom, K. (1961) Geología del Suroeste del Estado de Hidalgo y del Noreste del Estado de México, Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 13: 147-168.
- ❖ Servicio Geológico Mexicano (2007) “Carta Geológica Minera F14-D81, Pachuca, Hidalgo”, Secretaria de Economía, Primera Edición.
- ❖ Servicio Geológico Mexicano (1995) “Carta Geológica Minera F14-D71, Actopan, Hidalgo”, Secretaria de Economía, Primera Edición.
- ❖ Silva-Mora, L., Córdova, A. D. (1996) Vulcanismo explosivo al Norte y Oeste de la Ciudad de Tula, en el Estado de Hidalgo, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, Universidad Nacional Autónoma de México, 12: 52-64
- ❖ Silva-Moran, L., Cochemé, J.L., Canul-Dzul, R., Duffiel, W.A., Tilling, R. L. (1982) El Chichón Volcano: SEAN Bull., Smithsonian Inst., 7(5), 43-63.

- ❖ Smith, R.L., Bailey, R.A. (1968) Resurgent cauldrons. *Memoir-Geological Society of America*, 116, 613-662.
- ❖ Steven TA, Lipman PW (1976) Calderas of the San Juan volcanic field, southwestern Colorado. *US Geol Surv Prof Pap.* 958: 1–35.
- ❖ Stix, J., B. Kennedy, M. Hannington, H. Gibson, R. Fiske, W. Mueller, J. Franklin (2003) Caldera-forming processes and the origin of submarine volcanogenic massive sulfide deposits. *Geology*, 31(4): 375-378.
- ❖ Suter, M., Carrillo-Martínez, M., López-Martínez, M., Farrar, E. (1995) The Aljibes half-graben Active extension at the boundary between the trans-Mexican volcanic belt and the Basin and Range Province, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 107(6).
- ❖ Troll, V. R., Walter, T.R., Shmincke, H.U. (2002) Cyclic caldera collapse: piston or piecemeal subsidence? Field and experimental evidence. *Geology* 30: 135-138.
- ❖ Van Bemmelen, R.W. (1929) Het Caldera Probleem. *De Mijningenieur*, 4.
- ❖ Verbeek, R.D.M. (1886). Krakatau. *Imprimerie l'Etat, Batavia, Indonesia*, 495.
- ❖ Walker, G.P.L. (1984) Downsag calderas, ring faults, caldera sizes, and incremental growth. *Journal of Geophysical Research*, 89: 8407-8416.
- ❖ Walter T.R., Wang R., Acocella V., Neri M., Grosser H., Zschau J. (2009) Simultaneous magma and gas eruptions at three volcanoes in southern Italy: an earthquake trigger? *Geology*, 37, 251-254.

- ❖ Walter, T.R., Troll, V.R., (2001) Formation of caldera peripheral faults: an experimental study. *Bulletin of Volcanology* 63: 191-203.
- ❖ Whittaker, B.N. and D.J. Reddish (1989). "Subsidence. Occurrence, Prediction and Control.", *Developments in Geotechnical Engineering*, 56, Amsterdam, 528.
- ❖ Willcox, C., Branney, M., Carrasco-Nuñez, G. (2008) How piecemeal is your caldera?- going beyond modelling to investigate the structural evolution of explosive caldera volcanoes. *Earth and Environmental Science*, 4.
- ❖ Williams H, McBirney AR (1979) *Volcanology*. Freeman, Cooper and Co, San Francisco, 5: 460-491.
- ❖ Williams, H. (1941) Calderas and their origin: *Bulletin of the Department of Geological Sciences*, 25(6), 239-346.
- ❖ Yokoyama, S. (1987) A quantitative consideration of several calderas for study of their formation. *Geofisica International*, 26: 487-498
- ❖ Yokoyama, S. (1983) Gravimetric studies and drilling results at the four calderas in Japan. In: *Arc volcanism: physics and tectonics*, S. Yokoyama. Terra Scientific Publishing Company, Tokyo, 29–41.
- ❖ Yoshida, T. (1984) Tertiary Ishizuchi Cauldron, Southwestern Japan Arc: Formation by Ring Fracture. *Journal of Geophysical Research*, 89: 8502-8510.

- ❖ Zamorano, J. J., Tanarro, L. M., Lugo-Hubp, J., Sánchez Rubio, G. (2002) Evolución geológica y geomorfológica del complejo dómico Los Pitos, norte de la Cuenca de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 19(1), 66-79.

ANEXOS



Anexo 1. Mapa geológico de la región de Santa María Amajac, Estado de Hidalgo.