

## GEOLOGÍA DE LA CALDERA DE SAN MARCOS, CHIHUAHUA

Horacio Ferriz\*

### RESUMEN

En este artículo se describen las unidades litoestratigráficas de la Caldera de San Marcos. La caldera es un sistema volcánico silíceo de edad eocénica (?), localizado en las estribaciones orientales de la Sierra Madre Occidental, unos 30 km al NW de la Ciudad de Chihuahua. La actividad volcánica comenzó con erupciones plinianas que llevaron al colapso de la Caldera de San Marcos. El diámetro de la depresión se ha estimado en 20 km y el desplazamiento vertical mínimo en 250 m. Las erupciones plinianas continuaron después del colapso y la depresión fue rellenada por la Ignimbrita Victorino, de composición riódacítica. La caldera probablemente experimentó resurgencia después del emplazamiento de la Ignimbrita Victorino, formándose un domo estructural en su centro. Entre las paredes de la caldera y el domo resurgente, se formó un foso en el que se acumularon las areniscas, conglomerados y tobas de la Formación Cumbres. Una nueva etapa de erupción pliniana provocó el colapso de una depresión volcano-tectónica, la Fosa de La Tinaja, cuyas dimensiones han sido estimadas en 5 por 15 km. Más de 200 m de la Ignimbrita Quintas, de composición riolítica, fechada radiométricamente en 45 m.a., se acumularon dentro de la Fosa de La Tinaja. En la Ignimbrita Quintas se pueden reconocer tres unidades de derrame principales; los focos que alimentaron las dos unidades superiores fueron fracturas y arqueadas en el piso de la fosa. La Ignimbrita Quintas probablemente experimentó también abombamiento resurgente. Una fosa más pequeña se desarrolló dentro de la Fosa de La Tinaja; esta segunda fosa fue el sitio de acumulación de la Formación Presa San Marcos, una secuencia de depósitos volcánoclasticos e ignimbritas de escaso volumen. Algunas de esas ignimbritas son el resultado de la intrusión de magma riolítico bajo el piso de la Fosa de La Tinaja, la cual también provocó un nuevo abombamiento de la Ignimbrita Quintas. La acumulación de la Formación Mesa Colorada en una depresión desarrollada en el extremo septentrional de la Fosa de La Tinaja, fue contemporánea a la acumulación de la Formación Presa San Marcos. La Formación Mesa Colorada está constituida por ignimbritas y tobas acumuladas en un ambiente subaéreo y lacustre. Una parte de esta formación sufrió levantamiento estructural formando la actual Mesa Colorada. La actividad volcánica desarrollada a lo largo de fallas anulares llevó a la acumulación de las tobas de la Formación Mesa La Trampa. Algunas de estas tobas se acumularon en ambientes lacustres someros, mientras que otras cubrieron los altos topográficos existentes, tales como el domo estructural de la Mesa Colorada. Se emplazaron derrames basálticos de escaso volumen en cuando menos una de las cuencas de acumulación de la Formación Mesa La Trampa. Varios domos riolíticos se emplazaron a lo largo de una de las fallas anulares que delinean la Caldera de San Marcos. La actividad volcánica a lo largo de esta zona de falla anular concluye con el desarrollo de un domo volcánico andesítico y con la intrusión de un diquestrato dacítico en las tobas de la Formación Mesa La Trampa. La Caldera de San Marcos fue cortada por una falla normal regional, orientada N-S, y el bloque formado por la porción oriental de la caldera, quedó sepultado por aluvión. Durante el Oligoceno tardío las tobas del centro volcánico de la Sierra del Mogote cubrieron la mitad meridional de la porción remanente de la Caldera de San Marcos, por lo que en la actualidad sólo se encuentra expuesto el cuadrante noroccidental de la misma.

### ABSTRACT

The lithostratigraphic units of the San Marcos caldera are described in this article. The caldera is a siliceo volcanic system of Eocene (?) age, located in the eastern foothills of the Sierra Madre Occidental, about 30 km NW of the city of Chihuahua. Volcanic activity began with plinian eruptions that led to the collapse of the San Marcos caldera, which had an estimated diameter of 20 km and a minimum vertical displacement of 250 m. The plinian eruptions continued after collapse, filling the depression with the rhyodacitic Victorino Ignimbrite. Resurgent (?) doming of the floor of the caldera probably took place shortly after the emplacement of the Victorino Ignimbrite. Between the resurgent dome and the walls of the caldera a moat zone was formed, in which conglomerates, sandstones, and thin ignimbrites of the clastic member of the Cumbres Formation accumulated. A new stage of plinian eruptions led to the collapse of a volcano-tectonic depression, La Tinaja Graben, whose minimum dimensions have been estimated at 5 by 15 km. More than 200 m of the rhyolitic Quintas Ignimbrite, radiometrically dated at 45 m.y., accumulated within the La Tinaja Graben. Three main flow units can be recognized within the Ignimbrite; the eruptive vents for the upper two units were arcuate fractures developed in the floor of the graben. The Quintas Ignimbrite was probably domed after its emplacement due to resurgence. A smaller nested graben developed inside the Tinaja Graben; this second graben was the site of accumulation of the Presa San Marcos Formation, a sequence of volcanoclastic deposits and small-volume ignimbrites. Some of these ignimbrites are the result of intrusion of magma beneath the floor of the La Tinaja Graben. This last event led to further doming of the Quintas Ignimbrite. Contemporaneous with the accumulation of the Presa San Marcos Formation was the accumulation of the Mesa Colorada Formation in a moat near the northern boundary of the La Tinaja Graben. This formation consists of interbedded ignimbrites and tuffs that accumulated in a subaerial-lacustrine environment. A portion of this formation was then structurally domed to form the present-day Mesa Colorada. Ring-fracture volcanism led to the accumulation of the extensive air-fall tuffs of the Mesa La Trampa Formation. Some of these deposits accumulated in shallow lacustrine environments, whereas others mantled existing topographic highs such as the Mesa Colorada structural dome. Small-volume basalt flows were erupted in at least one of the basins of accumulation of the Mesa La Trampa Formation. Several rhyolite domes were emplaced along one of the ring-fracture zones that delineate the San Marcos caldera. Volcanic activity along this ring-fracture zone was closed by the development of an andesitic volcanic dome, and the intrusion of a dacite sill in the tuffs of the Mesa La Trampa Formation. A large range-front fault, oriented N-S, dropped the eastern half of the San Marcos caldera, which is now covered by alluvium. Tuffs of the late Oligocene Sierra del Mogote volcanic center later covered the southern half of the remaining portion of the San Marcos caldera; so, at present, only the northwestern quadrant of the caldera is exposed.

### INTRODUCCION

Como parte de su programa de exploración geotérmica, el Departamento de Geología y Minería de la Comisión Federal de Electricidad llevó a cabo la cartografía geológica de semidetalle de la Caldera de San Marcos, Chihuahua. A pesar de que el área no resultó de interés geotérmico, se encontraron en ella mineralizaciones de uranio que han sido reportadas por Ferriz (1981) y Chávez y colegas (1981). El objetivo del presente artículo es describir la geología del

área y definir las unidades litoestratigráficas de la caldera, con objeto de facilitar trabajos posteriores sobre el desarrollo de estos yacimientos.

La Caldera de San Marcos se encuentra en la porción nororiental de la Sierra Madre Occidental. Esta provincia es uno de los campos volcánicos más grandes del mundo, con más de 2,000 km de longitud y un promedio de 200 km de anchura. Un resumen del conocimiento geológico de esta provincia fue presentado por McDowell y Clabaugh (1979), quienes dividieron informalmente la estratigrafía volcánica de la Sierra Madre Occidental en dos supergrupos: el "Com-

plejo Volcánico Inferior" (Cretácico Superior a Terciario inferior) y el "Supergrupo Volcánico Superior" (34 a 27 m.a.). En el Estado de Chihuahua, en la porción nororiental de la provincia, el "Supergrupo Volcánico Superior" descansa sobre unidades volcánicas félsicas, intermedias o máficas del Cretácico Superior al Oligoceno inferior, o sobre rocas sedimentarias mesozoicas. Estas unidades subyacentes afloran en sierras limitadas por fallas, alineadas en dirección N-S, que forman las estribaciones nororientales de la Sierra Madre Occidental. La Caldera de San Marcos está localizada en la porción oriental de una de estas sierras, la Sierra de Majalca (Figura 1). Las edades radiométricas comprendidas entre 46 y 43 m.a. (Mauger, 1979, 1981) sugieren que las rocas volcánicas de esta sierra son del Eoceno y pueden, por tanto, ser asignadas al "Complejo Volcánico Inferior".

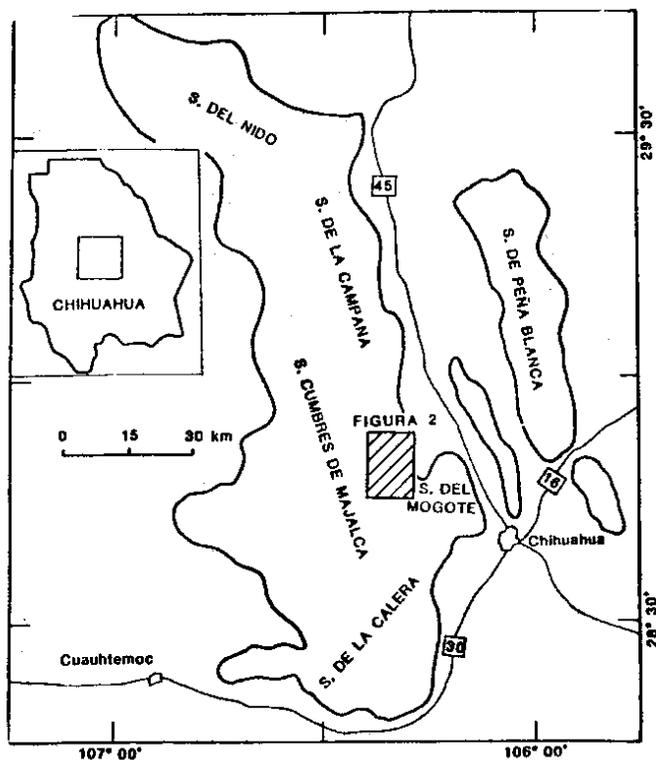


Figura 1.- Mapa de localización de la Caldera de San Marcos. El rectángulo indica el área cubierta por la Figura 2.

## UNIDADES VOLCANICAS

El objetivo de este capítulo es definir algunas de las unidades litoestratigráficas de la Caldera de San Marcos. Estas unidades son, en orden de edad decreciente, las siguientes (Figuras 2 y 3a): "Grupo volcánico del Cañón de Majalca", formado por ignimbritas félsicas y derrames andesíticos; "Grupo volcánico Peñas Azules", caracterizado por gruesas secuencias de andesitas; Ignimbrita Victorino, de composición riódacítica; Formación Cumbres, integrada por areniscas, conglomerados y tobas de escaso volumen; Ignimbrita Quintas, de composición riolítica; Ignimbrita Nuevo Majalca, de composición riolítica; Formación Presa San Marcos, constituida por ignimbritas riolíticas interestratificadas con areniscas tobáceas y brechas volcánicas; Formación Mesa Colorada, integrada por ignimbritas félsicas y sedimentos lacustres tobáceos, y Formación Mesa La Trampa, constituida por derrames basálticos, brechas estratificadas, tobas y sedimentos lacustres tobáceos. Las rocas intrusivas subvolcánicas son abundantes en el área e incluyen diques anulares alimentadores de ignimbritas, diques tabulares alimentadores de lavas e ignimbritas, troncos, domos volcánicos y diquestratos. Las relaciones estratigráficas

entre estas unidades se han resumido esquemáticamente en las Figuras 3a y 3b.

### "GRUPO VOLCANICO DEL CAÑON DE MAJALCA"

Las rocas más antiguas que se encuentran en el área están representadas por una secuencia de ignimbritas félsicas desvitrificadas y hematizadas. Los fenocristales son feldespato alcalino (3 - 7 % en volumen), cuarzo (1 - 5 %) y minerales máficos oxidados; en ocasiones las ignimbritas están piritizadas. En esta secuencia también se encuentran derrames andesíticos cloritizados, que varían en espesor de 5 a 10 m. Los fenocristales de plagioclasa (10%) y minerales máficos cloritizados están englobados por una mesostasis afanítica hematizada.

Esta secuencia aflora en la ladera noroccidental del Cañón de Majalca, pero no se encuentra en la ladera suroriental (GVCM en la Figura 2). La sección a lo largo de la ladera noroccidental fue descrita originalmente por Mauger (1979), quien la nombró informalmente "Grupo Volcánico del Cañón de Majalca". A pesar de que estas rocas no han sido fechadas, Mauger (1979) sugirió que probablemente sean del Mesozoico superior. Esta unidad aparentemente formó el basamento local en el que se desarrolló la actividad volcánica del Terciario temprano.

### "GRUPO VOLCANICO PEÑAS AZULES"

En las cercanías del Rancho Peñas Azules (Figura 2), el "Grupo del Cañón de Majalca" está cubierto discordantemente por el "Grupo Volcánico Peñas Azules". Este grupo fue definido informalmente por Spruill (1975), quien dividió esta unidad en dos formaciones; de abajo hacia arriba: "Formación Tres Cuchillas" y "Formación Lavas Azules". La "Formación Tres Cuchillas" es una secuencia de 1,000 m de espesor formada por derrames andesíticos de hornblenda, lahares andesíticos, e ignimbritas dacíticas. La "Formación Lavas Azules" es una secuencia de derrames andesíticos de hornblenda de más de 3,000 m de espesor, que ha sido dividida tentativamente por Spruill en tres miembros; cada miembro está formado por varios derrames entre los cuales existen pocas evidencias de eventos de erosión. Mauger (1981) reporta una edad de 68 m.a. para uno de los miembros de esta unidad. El "Grupo Volcánico Peñas Azules" aflora entre el Rancho Peñas Azules y el Rancho Las Quintas (GVPA en la Figura 2).

### IGNIMBRITA VICTORINO

Se propone el nombre de Ignimbrita Victorino para designar a la ignimbrita riódacítica que aflora en el Cerro de La Tinaja el cual constituye parte de la Sierra de Victorino (A en la Figura 2), su sección-tipo se encuentra en el flanco oriental de este cerro, donde la ignimbrita tiene más de 250 m de espesor, sin que estuviere expuesto su contacto inferior. Se encuentra cubierta discordantemente por la Ignimbrita Quintas, la Formación Cumbres y la Formación Mesa La Trampa.

La ignimbrita está de fuerte a moderadamente piroconsolidada. Se observan abundantes *flamme* (fragmentos colapsados de pómez) (20%) en una matriz desvitrificada de color gris claro que presenta reliquias de textura vitroclástica. Se observan fenocristales de sanidino (10%), cuarzo (5%) y plagioclasa (5%), así como cantidades menores de anfíbola cloritizada y oxidada, ilmenita y zircón. Las *flamme* se encuentran reemplazadas localmente por un agregado de cuarzo y delgados prismas de feldespato alcalino debido a la alteración que tuvo lugar durante la liberación de volátiles.

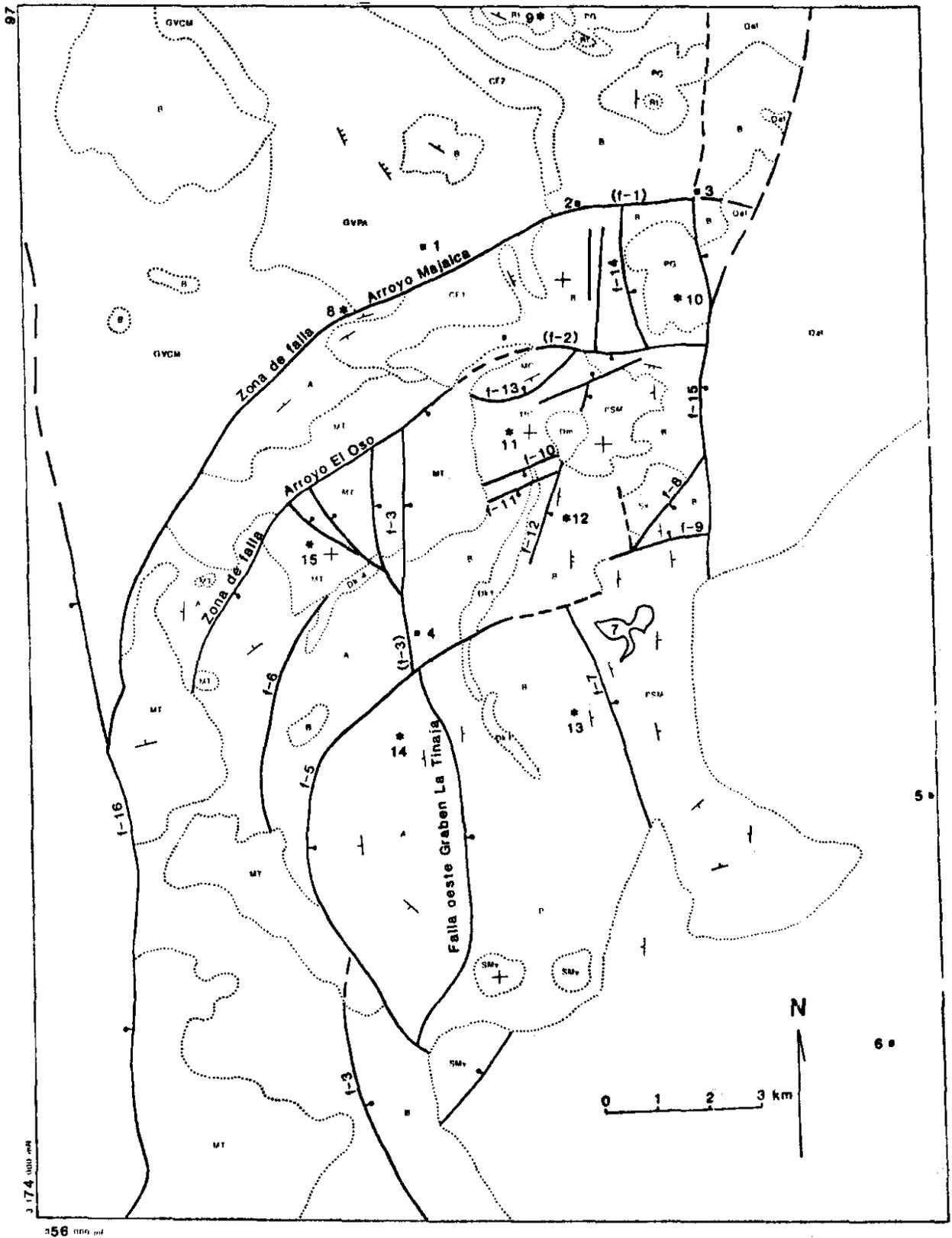
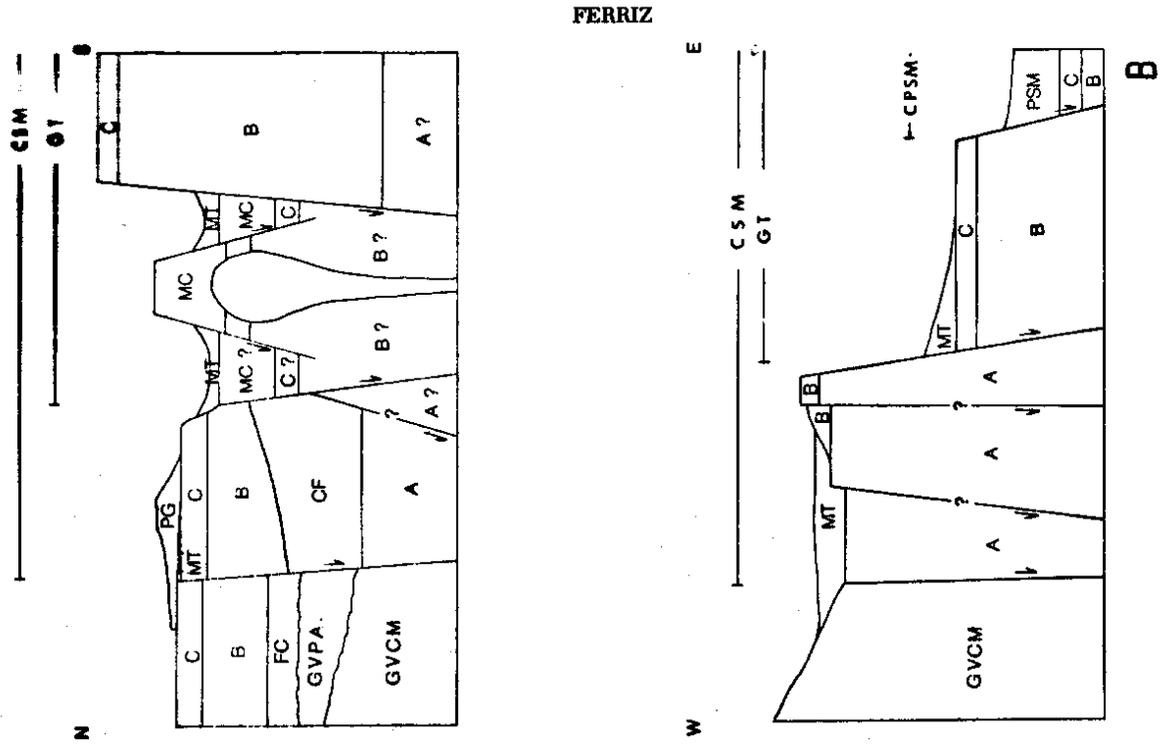


Figura 2.- Mapa geológico simplificado de la Caldera de San Marcos. La nomenclatura de las unidades se explica en la Figura 3a. Las localidades numeradas son: 1-Rancho Peñas Azules, 2-Rancho Las Quintas, 3-Nuevo Majalca, 4-Rancho La Tinaja, 5-Francisco I. Madero, 6-Rancho El Mogote, 7-Presa San Marcos, 8-Boca del Cañón de Majalca, 9-Cerro El Yerbániz, 10-Cerro Picos Cemelos, 11-Cerro Mesa Colorada, 12-Cerro San Marcos, 13-Cerro La Presa, 14-Cerro La Tinaja, 15-Cerro Mesa La Trampa.



FERRIZ

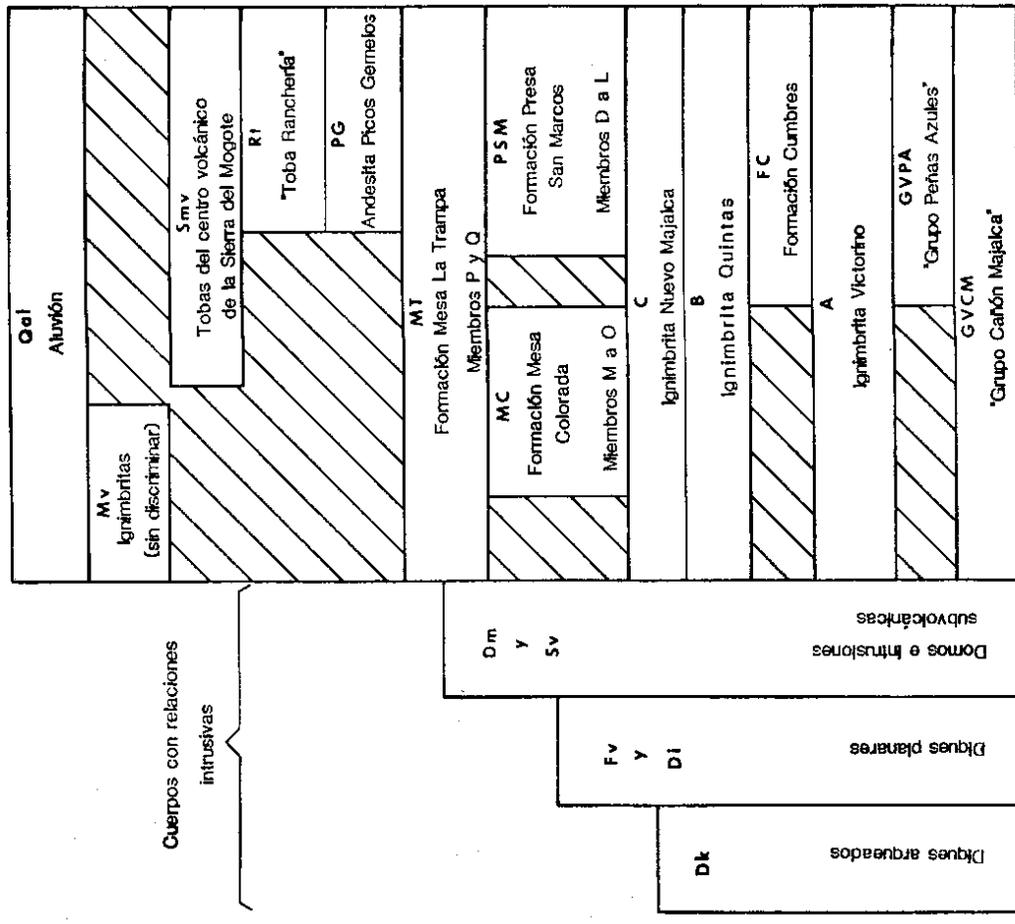


Figura 3a. - Columna estratigráfica simplificada del área de la Caldera de San Marcos. No se han representado los miembros definidos dentro de cada formación. La nomenclatura de formaciones y miembros que se presenta en esta figura es la que se utiliza en el resto de las figuras de este artículo, excepto en la Figura 2 en que las unidades B y C han sido agrupadas bajo la letra B por simplicidad. 3b. - Relaciones estratigráficas simplificadas a lo largo de dos secciones geológicas idealizadas. CSM = Caldera de San Marcos, GT = Fosa de La Tinaja, CPSM = Cuenca de acumulación de la Formación Presa San Marcos.

A

## FORMACION CUMBRES

Este nombre fue dado por Spruill (1975) a una unidad que aflora en el área del Rancho Peñas Azules. Se propone que dicho nombre se adopte formalmente para designar a las rocas que afloran al sur del Rancho Peñas Azules, e inmediatamente al sur del Arroyo Majalca (FC 1 en la Figura 2); se designa asimismo este afloramiento como su sección-tipo. La Formación Cumbres está constituida por conglomerados y brechas petromiásticas de estratificación gruesa y generalmente hematizadas. En orden decreciente de abundancia, se observan fragmentos de ignimbritas félsicas, tobas, andesitas y calizas. Los fragmentos se encuentran en una matriz arenosa de cuarzo, sanidino, plagioclasa y fragmentos de roca. Los horizontes rudíticos gradúan lateralmente a areniscas y limolitas hematizadas. Hacia la cima la secuencia se vuelve más arenosa, y se observan paleocanales con orientación E-W cortados en las areniscas; estos canales están rellenos de delgadas tobas félsicas pobremente consolidadas. La Formación Cumbres descansa discordantemente sobre la Ignimbrita Victorino y está cubierta discordantemente por la Ignimbrita Quintas; su espesor promedio es de 30 m.

Al norte del Arroyo Majalca se encuentran dos unidades que ocupan la misma posición estratigráfica que la Formación Cumbres; un domo dacítico y una secuencia de derrames de andesitas basálticas de piroxeno (Spruill, 1975). Los derrames de andesita basáltica pueden considerarse como un miembro informal de la Formación Cumbres y denominarse miembro de andesitas basálticas (FC 2 en la Figura 2).

## IGNIMBRITA QUINTAS\*

Se propone el nombre de Ignimbrita Quintas para designar a la ignimbrita riolítica de más de 200 m de espesor que aflora en la ladera suroccidental del Cerro de San Marcos (B en la Figura 4), el cual constituye su sección-tipo. La Ignimbrita Quintas es una unidad de enfriamiento que puede ser dividida en tres miembros informales. El miembro inferior varía en espesor de 50 a 100 m. Se observan fenocristales (20-25%) de cuarzo con golfos de corrosión (10%), sanidino (10%), plagioclasa (3-5%) y cantidades menores de hornblenda, biotita y magnetita. La matriz se encuentra desvitrificada y fue alterada durante la fase de liberación de volátiles; sin embargo, se observan en ella reliquias de textura vitroclástica. Algunas zonas dentro de este miembro muestran intercrecimientos granofíricos de cuarzo y feldespato alcalino.

El miembro inferior adquiere gradualmente hacia su cima un carácter reoignimbrítico. La parte de la sección, en que el carácter reoignimbrítico se vuelve dominante, ha sido definida como el miembro medio de la Ignimbrita Quintas. La porción de la ignimbrita que muestra flujo secundario, varía en espesor de 30 a 80 m. La mineralogía primaria del miembro medio es similar a la del inferior, pero el primero fue fuertemente alterado durante la fase de liberación de volátiles.

El miembro superior tiene 80 m de espesor. La ignimbrita se encuentra moderada a fuertemente piroconsolidada y las *fiamme* son más abundantes que en el miembro inferior, pero la mineralogía y proporciones relativas de los minerales son similares. El miembro superior localmente presenta carácter reomórfico. La Ignimbrita Quintas se puede correlacionar con la "Toba Quintas" descrita informalmente por Spruill (1975) en las cercanías del Rancho Las Quintas (Figura 2). Mauger (1981) señala una edad de 46 m.a. para la "Toba Quintas"; esta edad es importante, porque nos permite estimar de ma-

nera general la edad de la Caldera de San Marcos. La Ignimbrita Quintas cubre discordantemente a la Ignimbrita Victorino y a la Formación Cumbres, y está cubierta concordantemente por la Ignimbrita Nuevo Majalca.

La Ignimbrita Quintas está cortada por dos diques de trayectoria curvada que tienen inclinación muy pronunciada. El primero de estos diques riolíticos (Dk 1 de la Figura 4) contiene fenocristales de sanidino (5-7%), cuarzo (3-5%) y cantidades menores de plagioclasa, biotita, hornblenda y magnetita. Los fenocristales se encuentran en una mesostasis microcristalina o en una matriz vitroclástica. En las partes en que la alteración es menor, el aspecto de la roca es similar al del miembro superior de la Ignimbrita San Marcos. Son comunes las estructuras verticales de flujo en los extremos meridional y septentrional del dique; la estructura eutaxítica o microeutaxítica vertical caracteriza la parte central del dique, en donde éste alcanza su máximo espesor. Se piensa que este dique fue el foco de erupción de la ignimbrita que forma el miembro superior de la Ignimbrita San Marcos. El segundo de estos diques riolíticos (Dk 2 de la Figura 4) se encuentra fuertemente argilitizado y silicificado, pero aún pueden reconocerse reliquias de estructuras eutaxíticas y de flujo. Se piensa que este dique fue el foco de erupción de la ignimbrita que forma el miembro medio de la Ignimbrita San Marcos. El prospecto uranífero San Marcos se encuentra 200 m al oriente de la porción central del dique Dk 1, a lo largo de las zonas de fractura d-1 y d-2 mostradas en la Figura 4 (Ferriz, 1981; Chávez *et al.*, 1981).

## IGNIMBRITA NUEVO MAJALCA

Se propone el nombre de Ignimbrita Nuevo Majalca para designar a la ignimbrita riolítica que aflora en el poblado de Nuevo Majalca; este afloramiento y la sección que aflora en la cima del Cerro San Marcos constituyen sus secciones-tipo.

La Ignimbrita Nuevo Majalca alcanza 70 m de espesor en el Cerro San Marcos (C en la Figura 4). Se encuentra moderadamente piroconsolidada, desvitrificada y alterada durante la fase de la liberación de volátiles. En algunas porciones muestra un carácter reoignimbrítico; en su parte superior se observan algunos horizontes en que hay concentración de fragmentos de pómez. Los fenocristales de cuarzo (3-5%) y de sanidino (7%) se encuentran en una matriz vitroclástica. El sanidino de esta unidad es iridiscente y euhedral.

## FORMACION PRESA SAN MARCOS (PSM en la Figura 2)

En la porción oriental del área de la Figura 4, las Ignimbritas Quintas y Nuevo Majalca están cubiertas, o en contacto por falla, con una secuencia de unidades volcanoclásticas, ignimbritas y derrames andesíticos. Se propone el nombre de Formación Presa San Marcos para esta secuencia. Su sección-tipo se encuentra a lo largo de la orilla septentrional del vaso de la Presa San Marcos.

Se reconocen varios miembros informales dentro de esta formación, los cuales están marcados con las letras D a L en la Figura 4, y serán descritos de abajo hacia arriba estratigráficamente. Los 250 m inferiores de la formación han sido divididos en dos miembros que son equivalentes estratigráficamente, el miembro D 1 al sur y el D 2 al norte.

La porción basal del miembro D 1 está formada por litarenitas y felsarenitas tobáceas, hematizadas y con estratificación planar. Se observan algunos lentes de conglomerados en que los fragmentos son de ignimbritas félsicas y brechas volcánicas. Esta porción basal está cubierta por una ignimbrita riolítica, de color gris, que contiene fenocristales de cuarzo y sanidino ligeramente iridiscente. La ignimbrita está cubierta por una brecha arenosa, de color rosáceo, en la

\* Esta unidad ha sido llamada informalmente ignimbrita San Marcos en algunos trabajos anteriores, e.g. Ferriz (1981) y Chávez y colaboradores (1981).

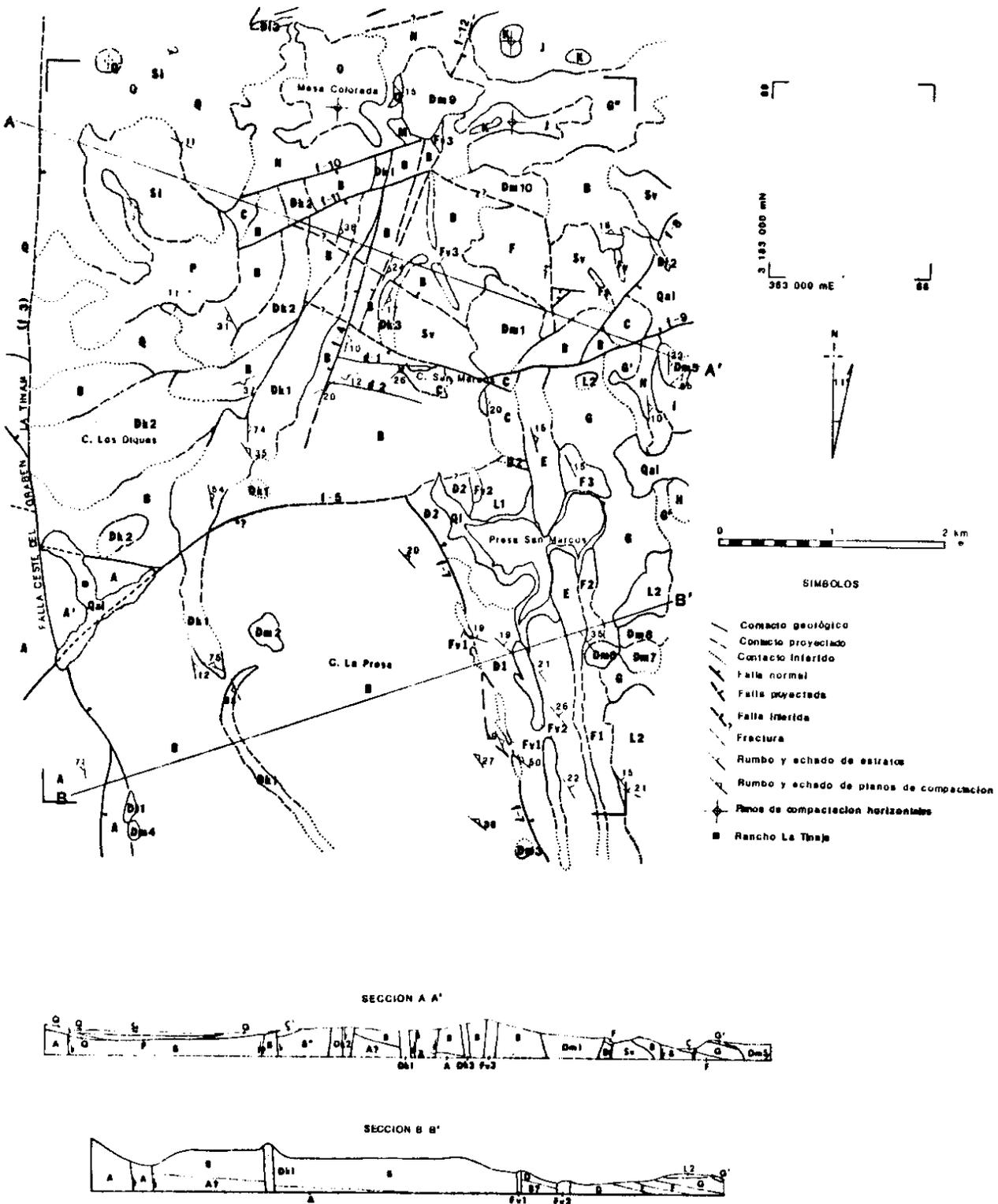


Figura 4.- Mapa geológico simplificado de la porción central de la Caldera de San Marcos. La Presa San Marcos y la falla F-3 pueden servir para ubicar esta área en la Figura 2.

que los fragmentos más abundantes son de una ignimbrita de color violáceo claro. La brecha gradúa hacia arriba a una roca tobácea pobremente expuesta. Finalmente, la parte superior de este miembro está formada por un derrame andesítico de 10 a 12 m de espesor. La andesita de pigeonita está hematizada, y es frecuente encontrar fracturas con respaldos fuertemente hematizados y rellenas de un silicato de hierro de color verde, posiblemente celadonita.

El miembro D 2 está formado por una secuencia de tobas félsicas y brechas ricas en pómez, que están pobremente estratificadas y moderadamente consolidadas. La porción superior de la secuencia se encuentra pobremente expuesta, con la excepción de algunos horizontes de toba de lapilli pumiceítico. Sin embargo, la abundancia de arcillas esmectíticas en el suelo sugiere que es eminentemente tobácea.

Cubriendo concordantemente a los miembros D 1 y D 2, se encuentra una ignimbrita riolítica de espesor variable (20 a 75 m), el miembro E. Al norte de la Presa San Marcos, la ignimbrita se encuentra pobremente piroconsolidada y fue fuertemente alterada durante la fase de liberación de volátiles. Los fenocristales son de sanidino (15%), cuarzo (10%) y cantidades menores de biotita y magnetita. Inmediatamente al sur de la Presa San Marcos, la unidad presenta brechamiento y se encuentra fuertemente oxidada y silicificada. Se encuentran fragmentos de ignimbrita hasta de 20 cm de longitud en una matriz vitroclástica. Hacia el sur, esta unidad gradúa lateralmente a una brecha piroclástica que contiene fragmentos de ignimbrita y de pómez sin deformación.

Cubriendo concordantemente al miembro anterior, se encuentran cuatro miembros que son equivalentes estratigráficamente. El miembro F 1 tiene 60 m de espesor y aflora en la porción meridional del área de la Figura 4. Está formado por tres derrames de andesita de pigeonita, fuertemente hematizados y silicificados. El miembro F 2 está formado por areniscas tobáceas hematizadas y por brechas volcánicas pobremente consolidadas. El miembro F 3 aflora inmediatamente al norte de la Presa San Marcos y está constituido principalmente por brechas volcánicas que forman un depósito en forma de cuña, cuyo espesor varía de 0 a 65 m. Se encuentran también algunos lentes de 5 a 20 cm de espesor, de areniscas tobáceas. Tanto las brechas como las areniscas están fuertemente cementadas con sílice. El miembro F 4 está formado por una brecha tobácea crudamente estratificada y pobremente consolidada en la porción meridional de su afloramiento. En la porción septentrional está formado por una secuencia de areniscas tobáceas.

El miembro G es una ignimbrita riolítica desvitrificada, de 125 m de espesor, que cubre concordantemente a los miembros E y F. Los fenocristales de la roca son sanidino iridiscente (10%), cuarzo (2-5%) y cantidades menores de plagioclasa, magnetita y minerales máficos oxidados. Dentro de la ignimbrita se observan horizontes en que se han concentrado fragmentos de ignimbritas o fragmentos de pómez fuertemente comprimidos.

El miembro G pasa gradualmente hacia arriba al miembro G' de 25 m de espesor. La roca ha sido completamente transformada en suelo, mostrando estructuras de expansión similares a las observadas en tobas piroconsolidadas. Probablemente los miembros G y G' pertenecen a una misma unidad de enfriamiento (Smith, 1960), en la que el miembro G representa la parte moderadamente piroconsolidada y el G' la parte sin piroconsolidación. Alternativamente, el miembro G' podría representar el equivalente sin piroconsolidación del miembro G'' que se describe a continuación.

El miembro G'' es una toba riolítica de caída libre, estratificada e incipientemente piroconsolidada. La toba contiene fenocristales de cuarzo y sanidino y una cantidad reducida de pequeños fragmentos de pómez, muy ligeramente deformados, rodeados por una matriz vitroclástica. La presencia de amplias antiforjas y sinforjas sugiere

que la toba cubrió una topografía pre-existente, desarrollada sobre la Ignimbrita San Marcos. El miembro G'' ha sido interpretado por el presente autor como una toba de caída libre piroconsolidada (Sparks y Wright, 1979), contemporánea con la ignimbrita del miembro G.

El miembro G' está cubierto por el miembro H, que es una toba riolítica de lapilli de color gris claro, fuertemente consolidada. Se caracteriza por la presencia de fragmentos de pómez desvitrificados y sin deformación, y por fenocristales de cuarzo, sanidino iridiscente y cantidades menores de hornblenda y magnetita. La matriz está formada por esquirlas no deformadas de vidrio y está fuertemente silicificada.

Una ignimbrita riolítica fuertemente piroconsolidada, de color violáceo oscuro, cubre al miembro H; esta ignimbrita forma el miembro I. Se observan abundantes *fiamme* de color oscuro y fenocristales pequeños de cuarzo, sanidino iridiscente y biotita. La matriz está desvitrificada y ha sido afectada por alteración de fase de vapor. La ignimbrita está cubierta por una brecha piroclástica piroconsolidada, en la que fragmentos angulares a subangulares de pómez se encuentran rodeados por una matriz desvitrificada y hematizada.

En la porción nororiental del área mostrada en la Figura 4, una secuencia ligeramente distinta cubre concordantemente al miembro G''. Es incierto que esta secuencia sea equivalente en tiempo a los miembros H e I. El miembro J es una secuencia de 20 m de espesor, pobremente expuesta, formada por tobas y tobas de lapilli estratificadas. Las tobas son de color verde claro y contienen fragmentos de pómez e ignimbritas félsicas, cristales de cuarzo, sanidino, magnetita y minerales máficos oxidados, en una matriz formada por esquirlas de vidrio argilitizadas. Cubriendo concordantemente al miembro J se encuentra la toba riolítica de lapilli del miembro K. La toba tiene una mala clasificación y no está consolidada. Se observan fragmentos angulares de pómez, ignimbritas y fenocristales de sanidino. El miembro K podría ser un derrame piroclástico de bloques derivado del domo Dm 9 (Figura 4).

Dos depósitos, probablemente relacionados con el emplazamiento de domos riolíticos, descansan discordantemente sobre algunos de los miembros descritos. El primero de ellos, el miembro L 1, descansa discordantemente sobre el miembro D 2. Es un depósito en forma de abanico formado por una toba de lapilli, fuertemente consolidada, en que fragmentos angulares de vidrio riolítico parcialmente desvitrificado se encuentran en una matriz vitroclástica no deformada. Este depósito probablemente es un derrame piroclástico de bloques y esquirlas de vidrio.

El miembro L 2 descansa discordantemente sobre los miembros F y G, y sobre el domo Dm 8; se ha interpretado como un depósito freato-magmático riolítico y se divide en tres porciones. La porción inferior tiene de 5 a 10 m de espesor. Es una toba cristalolítica de color crema, pobremente consolidada. Se observan cristales (30%), euhedrales y fragmentados, de cuarzo, sanidino, magnetita y biotita. Como líticos (10-15%) se encuentran granos acrecionales de ceniza riolítica muy fina, frecuentemente sin estructura interna y argilitizados, fragmentos cloritizados y argilitizados de pómez, fragmentos de limolitas y andesitas hematizadas y fragmentos de ignimbritas félsicas. El tamaño promedio de los fragmentos es de 2 mm, pero en algunos horizontes alcanzan hasta 3 cm. La matriz de la toba está formada por ceniza riolítica argilitizada muy fina. La presencia de laminación, diastratificación, antidunas y estructuras microdeltaicas en la toba es conspicua; en los sitios en que la toba experimentó el impacto de grandes bloques, la laminación se ha deformado.

La porción media del miembro L 2 tiene de 10 a 20 m de espesor, y se distingue de la porción inferior por la mayor abundancia de los fragmentos de roca (50%); se observan fragmentos angulares a subredondeados, de 2 a 60 cm de diámetro, de una ignimbrita simi-

lar a la del miembro E, y fragmentos de areniscas tobáceas hematizadas similares a las del miembro D 1. Esta porción está formada por horizontes masivos de 1 a 2 m de espesor, intercalados con capas de 5 a 10 cm de espesor que muestran laminación pobremente definida. Lateralmente esta porción pasa gradualmente a una toba laminada en que el tamaño máximo de los fragmentos es de 10 cm.

La porción superior del miembro L 2 tiene 15 m de espesor; está formada por tobas cristalino-vítreas, moderada a pobremente consolidadas, con diastratificación. Un 20 a 30% de la roca está formado por cristales euhedrales y fragmentados de sanidino iridiscente y cuarzo; otro 30% de la roca está formado por gránulos de pómez bien clasificados. La matriz está formada por ceniza riolítica argilitizada muy fina.

#### FORMACION MESA COLORADA (MC en la Figura 2)

En la porción septentrional del área mostrada en la Figura 4, hay una meseta conocida localmente como Mesa Colorada. Se propone el nombre de Formación Mesa Colorada para designar a las unidades horizontales que forman esta meseta. Su sección-tipo se encuentra en la ladera suroriental de la Mesa Colorada. La Formación Mesa Colorada está en contacto por falla con la Ignimbrita San Marcos y parcialmente cubierta, discordantemente, por tobas de la Formación Mesa La Trampa.

La Formación Mesa Colorada se ha dividido en tres miembros informales que se muestran con las letras M, N, y O en la Figura 4. El miembro M forma la parte inferior de la formación y está constituido por una ignimbrita riolítica, en que los fenocristales son de sanidino iridiscente y cuarzo. La roca está fuertemente argilitizada y hematizada, particularmente hacia su cima. El contacto inferior de este miembro no ha sido observado; su espesor mínimo en la ladera suroriental de la Mesa Colorada es de 10 m.

La porción media de la formación ha sido agrupada en el miembro N. Este miembro es una secuencia de 80 m de espesor de ignimbritas y tobas riolíticas. En la porción meridional de la Mesa Colorada este miembro está formado por una secuencia de ignimbritas argilitizadas y hematizadas. En una matriz vitroclástica argilitizada y desvitrificada, se encuentran fenocristales de cuarzo (5%), sanidino argilitizado (7%), minerales máficos oxidados y fragmentos de ignimbrita. En la porción septentrional de la Mesa Colorada, la posición estratigráfica equivalente está ocupada por una secuencia de tobas de lapilli moderadamente consolidadas; éstas están formadas por fragmentos angulares de pómez argilitizada pobremente clasificada, sanidino sericitizado (?) y escaso cuarzo. La matriz de la toba ha sufrido reeristalización y se ha convertido en un mosaico, de cristalinidad fina, de cuarzo y feldespatos alcalinos. Intercalados con las tobas de lapilli, hay dos derrames riolíticos desvitrificados de extensión local.

La porción superior de la Formación Mesa Colorada, miembro O, está formada por tobas cristalino-vítreas retrabajadas, de color crema claro, bien estratificadas. Los cristales están redondeados, bien clasificados y se separan en capas de 0.2 a 1 m de espesor. Los detritos más comunes son cuarzo y sanidino, pero también se observan magnetita y fragmentos de ignimbrita. El espesor mínimo de este miembro es de 20 m. Las tobas probablemente fueron acumuladas y retrabajadas en un ambiente lacustre somero.

#### FORMACION MESA LA TRAMPA

Se propone el nombre de Formación Mesa La Trampa para designar a la secuencia de tobas y derrames basálticos que forma la meseta conocida localmente como Mesa La Trampa. Su sección-tipo, de 260 m de espesor, aflora en la ladera oriental de la Mesa La Trampa.

La Formación Mesa La Trampa cubre discordantemente a la Ignimbrita Victorino, a la Ignimbrita Quintas y a la Formación Mesa Colorada. Mauger (1981) reporta una edad radiométrica de 43 m.a. para la parte superior de esta formación.

En el área de la Figura 4, el espesor de esta formación es de 100 m y consta de tres miembros informales. Los derrames de basalto de piroxeno del miembro P forman la porción inferior de la formación. Escasos fenocristales de plagioclasa y augita están englobados por una mesostasis de textura microlítica, muy densa y comúnmente oxidada. Hacia la cima de este miembro, las vesículas y fracturas están comúnmente rellenas de cuarzo. A pesar de que la mayor parte de este miembro está formada por derrames, se llegan a observar horizontes de aglomerado basáltico de 1 a 2 m de espesor. El miembro P tiene un espesor máximo de 30 m.

El miembro Q forma la mayor parte de la Formación Mesa La Trampa. La porción inferior del miembro Q, que en parte se interdigita con el miembro P, está formada por conglomerados, tobas retrabajadas (?) y lentes subordinados de brechas piroclásticas. Los conglomerados contienen fragmentos de ignimbritas félsicas (0.5 - 3 cm) en una matriz arenosotobácea. Las tobas retrabajadas (?) están formadas por cristales moderadamente clasificados de sanidino, plagioclasa y cuarzo englobados en una matriz argilitizada de grano fino. Los lentes de brecha piroclástica riolítica, densamente piroconsolidada, tienen de 1 a 2 m de anchura y cortan a las tobas, lo cual puede sugerir que los derrames piroclásticos excavaron las tobas durante su emplazamiento, o que éstos rellenan una topografía preexistente.

La porción superior del miembro Q es más homogénea que la inferior. Se extienden capas de 5 a 20 cm de espesor de toba de caída libre depositada en agua (?) por más de 200 m antes de acuñarse. Fenocristales de plagioclasa, sanidino, cuarzo y escasos minerales máficos, moderadamente clasificados, se encuentran en una matriz de grano fino, argilitizada o silicificada. Localmente se observan conglomerados interstratificados con las tobas.

El miembro Q está cubierto por una ignimbrita félsica, moderadamente piroconsolidada e intensamente argilitizada y oxidada, el miembro Q'. La ignimbrita contiene fenocristales de cuarzo y sanidino y una cantidad considerable (15%) de fragmentos de roca. En la Mesa La Trampa el miembro Q' parece estar constituido por cuando menos dos unidades de flujo.

La porción inferior de la sección del miembro Q ha sido instrumentada por un diquestrato de dacita glomerofídica de hornblenda, Si. Pequeños diques derivados del diquestrato intrusionan a las tobas que le rodean. En el diquestrato se observan fenocristales de hornblenda (10%), oligoclasa-andesina (5-7%), augita (1-2%), sanidino (1-2%) y cuarzo (1%); la mesostasis está formada por microlitos de plagioclasa y minerales máficos entrelazados. Los fenocristales de sanidino y cuarzo comúnmente presentan golfos de corrosión y podrían representar xenocristales.

#### "ANDESITA PICOS GEMELOS", "TOBA RANCHERIA ROJA" Y "TOBA RANCHERIA"

Spruill (1975) describió informalmente tres unidades en el Cerro del Yerbaniz que parecen ser más jóvenes que las formaciones descritas en párrafos anteriores. Estas unidades son, de base a cima, la "Andesita Picos Gemelos", la "Toba Ranchería Roja" y la "Toba Ranchería".

Spruill (1975) describió la "Andesita Picos Gemelos" (P G en la Figura 2) como un derrame de andesita glomerofídica, de color gris oscuro, que al norte del Arroyo Majalca descansa sobre la Ignimbrita Nuevo Majalca. Al sur del Arroyo Majalca esta unidad forma dos colinas cónicas que Spruill (comunicación personal 1980) piensa que constituyen el foco de erupción del derrame "Picos Gemelos".

En el Cerro de Yerbaniz, la "Andesita Picos Gemelos" está cubierta por dos ignimbritas riolíticas nombradas informalmente como "Toba Ranchería Roja" y "Toba Ranchería" por Spruill (1975), (Rt en la Figura 2). Estas unidades no parecen correlacionarse con alguna de las unidades que se encuentran al sur del Arroyo Majalca; su fuente de origen se encontraba probablemente afuera de la Caldera de San Marcos.

#### ROCAS INTRUSIVAS

En la Caldera de San Marcos se encuentran varios cuerpos intrusivos subvolcánicos. En párrafos anteriores se han mencionado los diques alimentadores de la Ignimbrita San Marcos y el diquestrato que intrusiona a la Formación Mesa La Trampa. Además de estos cuerpos se encuentran domos volcánicos, un tronco subvolcánico, diques alimentadores de otras ignimbritas y diques riolíticos.

Los domos se muestran en la Figura 4 como Dm 1 a Dm 10. Todos los domos son riolíticos a riodacíticos y exhiben pequeños fenocristales de cuarzo, sanidino, plagioclasa y cantidades menores de biotita y magnetita, englobados en una mesostasis desvitrificada y ligeramente argilitizada. Las estructuras que se encuentran en los domos, tales como diques con estructura eutaxítica vertical y diques aglomeráticos, sugieren que varios de estos cuerpos alcanzaron la superficie. La mayoría de los domos presenta estructuras de flujo bien definidas.

Un tronco riolítico subvolcánico, Sv, corta a la Ignimbrita San Marcos. Se observan abundantes inclusiones de una ignimbrita de color rosáceo, que varían en tamaño de 0.1 a 8 mm, englobadas en una mesostasis de color violeta grisáceo moderadamente argilitizada. En sección delgada se pueden observar los contactos sumamente irregulares, entre las inclusiones vitroclásticas y las mesostasis, y sugieren una asimilación parcial de las inclusiones. Los fenocristales presentes en la mesostasis son sanidino y escaso cuarzo, hornblenda y magnetita. El prospecto uranífero La Cruz se encuentra localizado en este cuerpo (Ferriz, 1981).

Las zonas tabulares locales dentro del tronco Sv (e.g. Fv 4 y Fv 5 en la Figura 4), que localmente cortan a la Ignimbrita San Marcos, muestran estructura eutaxítica con una fuerte inclinación, y probablemente representan diques alimentadores de material piroclástico. Aparte de estas estructuras, el tronco es cortado por diques riolíticos con conspicuas estructuras de flujo (e.g. Di 2 en la Figura 4).

Dos diques Fv 1 y Fv 2 cortan a los miembros D 1 y D 2 de la Formación Presa San Marcos; el dique Fv 3 corta únicamente a la Ignimbrita San Marcos, pero es petrográficamente similar a Fv 1 y Fv 2. Fenocristales de cuarzo, sanidino, este último con diversos grados de argilitización, y minerales máficos oxidados se encuentran englobados en una matriz criptocristalina de color violáceo, comúnmente argilitizada. En contraste con los diques Dk 1 y Dk 2 de trayectoria curva, los diques Fv 1, Fv 2 y Fv 3 carecen de estructuras de flujo.

Tanto el dique Fv 2 como el dique Fv 3 contienen localmente fragmentos de ignimbritas y muestran reliquias de textura vitroclástica. Estos rasgos sugieren que los diques alimentaron algunas de las ignimbritas circundantes. Basándose en la presencia de sanidino iridiscente y en el color de las rocas, se sugiere tentativamente que Fv 2 fue el dique alimentador del miembro G de la Formación Presa San Marcos.

#### EVOLUCION DEL CENTRO VOLCANICO

El presente autor piensa que las unidades litoestratigráficas aquí descritas se formaron en una caldera. En este capítulo se presenta un modelo de la evolución física de este sistema. Es necesario, sin embargo, hacer notar que sólo el cuadrante noroccidental de la caldera

está expuesto, y que al hacer la interpretación se ha supuesto que la mayoría de los rasgos estructurales, tales como fosas o fallas anulares, son simétricos con respecto al centro de la caldera. En los esquemas de las Figuras 5 a 9, sin embargo, sólo se presenta el cuadrante noroccidental de la caldera.

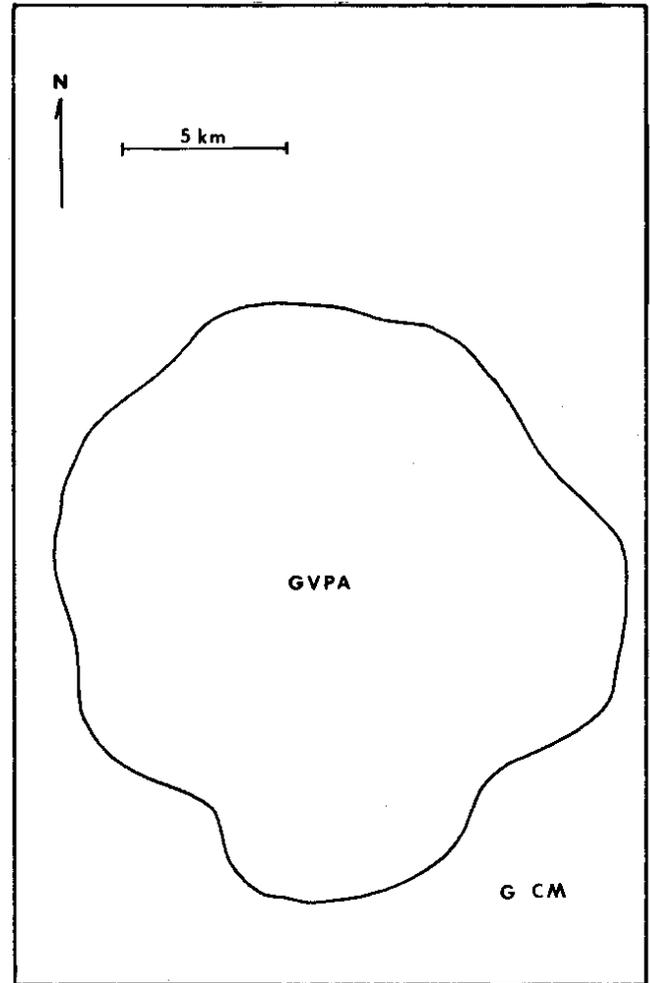


Figura 5.- Desarrollo de uno o varios volcanes andesíticos (GVPA) sobre un sustrato del Mesozoico superior (GVCM). Las Figuras 6 a 9 cubren la misma área que esta figura.

#### EVENTOS ANTERIORES A LA FORMACION DE LA CALDERA

Las rocas del "Grupo Volcánico del Cañón de Majalca" han sido interpretadas por Mauger (comunicación personal, 1980) como resultado de volcanismo fisural; la fuente de origen de estas rocas volcánicas no ha sido definida. En cualquier caso, el "Grupo Volcánico del Cañón de Majalca" parece haber formado el basamento local sobre el que se desarrolló la actividad volcánica posterior.

El "Grupo Volcánico Peñas Azules" ha sido interpretado por Spruill (1975) como el relleno de una gran fosa tectónica por rocas eminentemente andesíticas. El presente autor considera, sin embargo, que el espesor de más de 4,000 m de andesitas sugiere el desarrollo de un gran volcán andesítico o de un grupo de volcanes. La "Formación Tres Cuchillas" del "Grupo Volcánico Peñas Azules" pudiera representar la etapa de construcción del cono de un volcán, durante la cual se emplazaron delgados derrames andesíticos, capas de tefra, ignimbritas de escaso volumen y lahares. La "Formación Lavas Azules" pudiera indicar el cambio a un régimen de erupción menos explosivo, que produjo derrames andesíticos más extensos. Este

tipo de evolución está ejemplificado en Crater Peak, un volcán de la Sierra de Cascade en el norte de California, E.U.A. (MacDonald, 1972, p. 285). La fuente de origen del "Grupo Volcánico Peñas Azules" no ha sido establecida.

#### DESARROLLO DE LA CALDERA (Figura 6)

La erupción de la Ignimbrita Victorino provocó el colapso de la Caldera de San Marcos. Se piensa que el afloramiento actual de la Ignimbrita Victorino representa facies de intracaldera; las facies de extracaldera no están conservadas. Las siguientes líneas de evidencia apoyan esta interpretación: (1) La cartografía geológica regional sugiere que la Ignimbrita Victorino se acumuló en contra del "Grupo Volcánico del Cañón de Majalca". El contacto entre el "Grupo Volcánico del Cañón de Majalca" y la Ignimbrita Victorino sigue aproximadamente el curso curvado del Cañón de Majalca. La ladera noroccidental de este cañón está formada por aproximadamente 340 m del "Grupo Volcánico del Cañón de Majalca", mientras que la ladera suroccidental por la Ignimbrita Victorino y la Formación Mesa La Trampa; (2) a pesar de que la ignimbrita tiene más de 250 m de espesor al suroeste del Cañón de Majalca, no ha sido encontrada al

noroeste del cañón. Este hecho puede ser interpretado de dos maneras distintas. Los derrames piroclásticos que formaron la Ignimbrita Victorino pueden no haber tenido la energía suficiente para rebasar un filo topográfico pre-existente en el "Grupo Volcánico del Cañón de Majalca", o bien la erosión ha removido a la Ignimbrita Victorino de los sitios en que cubría a esta unidad bajo la forma de ignimbritas delgadas. El presente autor se inclina por la segunda interpretación. En cualquier caso, la erupción del gran volumen de magma representado por la Ignimbrita Victorino requiere la formación de una gran estructura del colapso. Una vez que el colapso del techo de una cámara magmática ha comenzado, es común que el hundimiento vaya acompañado de la acumulación en la depresión por los productos de la erupción pliniana (Smith y Bailey, 1968), en este caso de la Ignimbrita Victorino. Así pues, la erupción y el colapso son eventos simultáneos y no secuenciales. El proceso de formación de ignimbritas como consecuencia del desplome o colapso de una columna de erupción pliniana ha sido discutido recientemente por Sparks y Wilson (1976), Sparks y colegas (1978) y Sheridan (1979).

Si esta interpretación es correcta, entonces el Cañón de Majalca delinea burdamente el sistema de fallas a lo largo de las cuales tuvo lugar el colapso de la caldera. Usando el radio de curvatura del Cañón de Majalca como guía, se puede estimar el radio de la caldera en 20 km. El espesor medido en la Ignimbrita Victorino sugiere un colapso mínimo de 250 m a lo largo de la zona de falla del Arroyo de Majalca. El volumen mínimo de magma extraído es pues de aproximadamente 80 km<sup>3</sup>.

La Ignimbrita Victorino está inclinada radialmente hacia el Arroyo de Majalca, lo cual puede indicar levantamiento resurgente (Smith y Bailey, 1968) después del emplazamiento de la ignimbrita. La presencia y el carácter geométrico del miembro clástico de la Formación Cumbres son evidencias que permiten postular resurgencia. El afloramiento de este miembro se asemeja al sector de un anillo geométrico limitado en su parte externa por el Arroyo de Majalca y en la parte interna por el Arroyo de El Oso. Esta disposición geométrica sugiere que este miembro fue depositado en el foso existente entre las paredes de la caldera y el domo resurgente. El Arroyo de El Oso marcaría, por lo tanto, el extremo septentrional del domo estructural; sin embargo, esta relación no es clara en el campo porque la zona de debilidad estructural del Arroyo de El Oso ha sufrido varios períodos de reactivación.

La evidencia adicional para inferir resurgencia se encuentra en la predominancia de fragmentos de ignimbritas félsicas en el miembro clástico de la Formación Cumbres, sugiriendo que ignimbritas félsicas formaban los altos topográficos que proporcionaban los detritos que se acumularon en el foso. La presencia dentro de este miembro de paleocanales paralelos al trazo arqueado del Arroyo de Majalca apoya la idea de que este miembro se acumuló en el foso formado entre la pared de la caldera y el domo resurgente.

El miembro de andesitas basálticas de la Formación Cumbres provee evidencia adicional para postular que el Arroyo de Majalca delinea la zona marginal de la caldera. El miembro de andesitas basálticas se encuentra sólo al norte del Arroyo de Majalca; esto es, por fuera del límite inferido de la caldera. La Ignimbrita Victorino, de manera similar a otras ignimbritas relacionadas con calderas, probablemente representa la extrusión de la porción superior de una cámara magmática silícica, posiblemente emplazada a nivel cortical. Debido a su mayor densidad, un diapiro de magma máfico no puede penetrar y atravesar una cámara magmática silícica, por lo que en superficie hay una zona de "sombra", el área que sobreyace a la cámara magmática, dentro de la cual no hay erupción de lavas máficas. Sin embargo, el volcanismo máfico puede aparecer alrededor del área que sobreyace a la cámara magmática (Eichelberger y Gooley,

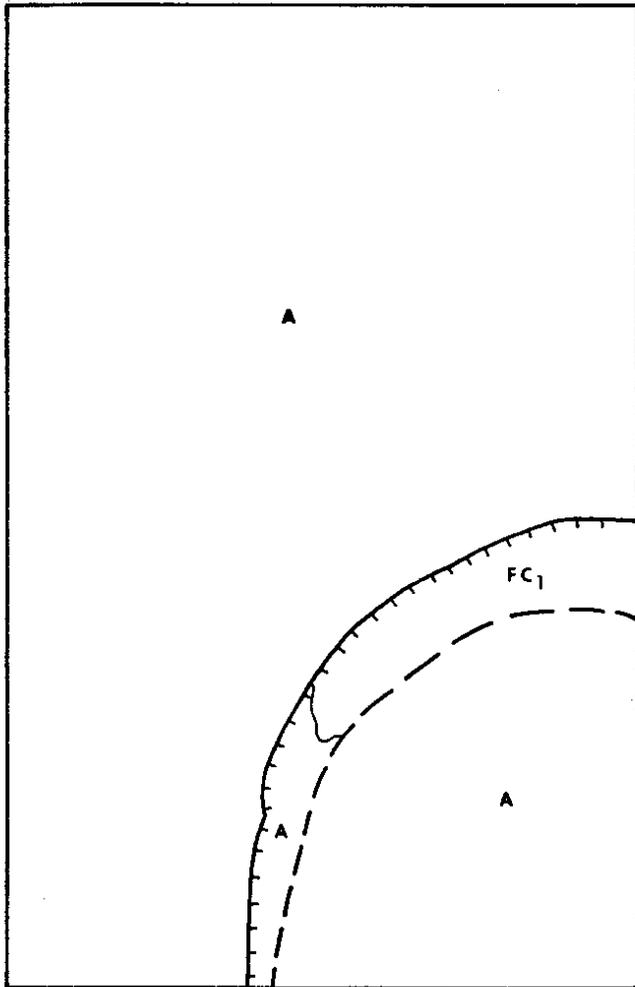


Figura 6.- Erupción de la Ignimbrita Victorino (A) y colapso de la Caldera de San Marcos (línea gruesa continua), seguido por el levantamiento resurgente de la Ignimbrita Victorino (línea gruesa discontinua) y el relleno de una parte del foso resultante por el miembro clástico de la Formación Cumbres (FC<sub>1</sub>). En ésta y en las siguientes figuras, los rasgos estructurales relacionados con colapso están dibujados con líneas gruesas continuas, los rasgos asociados a levantamiento estructural están dibujados con líneas gruesas discontinuas, y los contactos geológicos idealizados, con líneas delgadas continuas.

1977; Smith, 1979). Por lo tanto, un método alternativo para localizar los límites de una cámara magmática, o de una caldera, es cartografiar la distribución de volcanismo máfico penecontemporáneo con las ignimbritas cuya erupción provocó el colapso de la caldera. Por supuesto, una vez que la cámara magmática ha cristalizado, al menos en parte, puede sostener fracturas y el magma máfico puede alcanzar la superficie dentro de la antigua zona de "sombra".

#### FORMACION DE LA FOSA DE LA TINAJA (Figura 7)

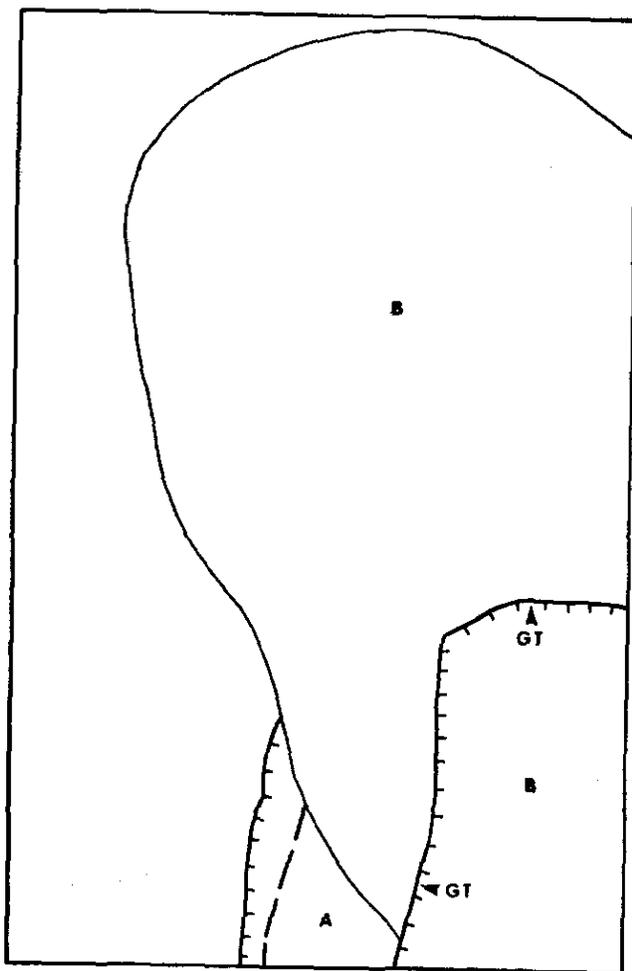


Figura 7.- Erupción de la Ignimbrita Quintas (B) y colapso de la Fosa de La Tinaja (GT). Para áreas de la figura sin nomenclatura refiérase a la figura anterior.

La siguiente etapa en el desarrollo de la caldera fue una nueva secuencia de erupciones plinianas voluminosas, que dio origen a la Ignimbrita Quintas y a la Ignimbrita Nuevo Majalca. El patrón de afloramiento de la Ignimbrita Quintas sugiere que ésta se acumuló dentro de una fosa tectónica, llamada en este artículo como Fosa de La Tinaja. La fosa estaba orientada en dirección N-S, siendo su límite occidental la falla f-3 (Figura 2). Su límite oriental estaba probablemente al oriente de la falla normal regional f-15 (Figura 2), en cuyo caso se encuentra ahora sepultado por aluvión. Se podrían estimar las dimensiones mínimas de esta estructura en 5 por 15 km, asumiendo que la falla oriental se encontraba inmediatamente al oriente de f-15. La gran diferencia existente entre el espesor de la Ignimbrita Quintas en ambos lados de la falla f-3 es la razón que ha llevado a postular la existencia de esta fosa tectónica. Al oriente de esta falla, en el área mostrada en la Figura 4, la ignimbrita tiene un espe-

sor mínimo de 200 m, mientras que al poniente de la falla, su espesor máximo es de 60 m. Al norte de la zona de falla del Arroyo de El Oso, donde cubrió a la Formación Cumbres, el espesor de la unidad es de aproximadamente 25 m. Cerca de la zona de la falla del Arroyo de Majalca, sin embargo, la ignimbrita alcanza localmente hasta 100 m de espesor, tal vez debido a que relleno un valle preexistente. Sin embargo, más allá del Arroyo de Majalca se adelgaza hasta alcanzar un espesor promedio de 25 m. El significado de estos cambios en espesor al norte del Arroyo de El Oso no es del todo claro; pueden representar el relleno por la ignimbrita de una topografía irregular preexistente desarrollada en el foso y en los alrededores de la caldera.

No se sabe con seguridad si la Fosa de La Tinaja se formó inmediatamente después del levantamiento resurgente de la Ignimbrita Victorino, o como una estructura de colapso durante la erupción de la Ignimbrita Quintas. La falla occidental de la fosa, f-3, fue reactivada después del emplazamiento de la Ignimbrita Quintas, porque corta también a la Formación Mesa La Trampa. Donde las Ignimbritas Victorino y Quintas están en contacto, en el área de la Figura 4, la Ignimbrita Victorino está expuesta en un acantilado de 250 m de altura; mientras que en donde la falla corta a la Formación Mesa La Trampa, los desplazamientos son sólo de unos 40 m. La falla f-3 es burdamente paralela a fallas más jóvenes que limitan las sierras que constituyen las estribaciones orientales de la Sierra Madre Occidental. Es posible, por lo tanto, pensar que la Fosa de La Tinaja se formó como una depresión volcano-tectónica durante la erupción de la Ignimbrita Quintas, siguiendo patrones tectónicos regionales. El mismo patrón se puede observar en fallas más jóvenes que afectaron a la caldera, tales como la falla f-7.

Dk 1, Dk 2 y Dk 3 pueden ser los diques alimentadores de la Ignimbrita Quintas y de la Ignimbrita Nuevo Majalca. Dk 2 y Dk 1 probablemente alimentaron el miembro medio y superior, respectivamente, de la Ignimbrita Quintas; Dk 3 podría ser el dique alimentador de la Ignimbrita Nuevo Majalca. Estas interpretaciones están basadas en el hecho de que Dk 2 corta el miembro inferior de la Ignimbrita Quintas, pero no se le observa cortando el miembro medio, Dk 1 corta a los miembros inferior y medio, pero no corta al superior. Finalmente, Dk 3 corta al miembro superior de la Ignimbrita Quintas, pero no a la Ignimbrita Nuevo Majalca. La fuerte argilitización de Dk 2 y Dk 3 impide, sin embargo, realizar una sólida correlación mineralógica o química.

El límite septentrional de la Fosa de la Tinaja parece haber sido la zona de falla del Arroyo de El Oso, f-2. Al sur de esta zona de falla, la Ignimbrita San Marcos tiene un espesor mínimo de 200 m, mientras que al norte de ella el espesor promedio es de 25 m. El desplazamiento mínimo a lo largo de la zona de falla f-2 es de 145 m. Esta cifra está dada por el espesor expuesto de la Formación Mesa Colorada, la cual probablemente se acumuló en una depresión estructural limitada hacia el norte por el acantilado de la zona de falla f-2, y hacia el sur por un alto topográfico que pudo haber sido el resultado del levantamiento resurgente (?) de la Ignimbrita Quintas.

#### ACUMULACION DE LA FORMACION PRESASAN MARCOS (Figura 8)

Un evento importante en la evolución de la Caldera de San Marcos fue el desarrollo de la cuenca en que se acumuló la Formación Presa San Marcos. Esta cuenca estaba alargada en dirección noroeste, y sus dimensiones mínimas fueron 5 por 2.5 km. La cuenca está limitada por fallas normales (f-7 y f-9 en la Figura 4) al oeste y al norte, pero cuando menos la última etapa de reactivación de estas fallas es posterior a uno o más de los miembros de la Formación Presa San Marcos. En la porción oriental y meridional de su área de afloramiento, la formación está cubierta por rocas volcánicas más jóvenes o por aluvión.

La mayoría de los miembros de la Formación Presa San Marcos está inclinada hacia el noreste con unos 15 grados. Debido a que la inclinación original en la superficie de una ignimbrita difícilmente excede los tres grados, la inclinación observada es resultado del basculamiento estructural de la cuenca. Por otra parte, los paleocanales que se observan en la porción basal del miembro D 1 están orientados en dirección ENE-WSW. La orientación de los paleocanales puede indicar la presencia de un alto topográfico al oeste de la cuenca como, por ejemplo, el actual Cerro de La Presa (Figura 4). Es pues posible que tanto una pendiente de depósito como basculamiento estructural hayan sido responsables de la actitud estructural actual de la Formación Presa San Marcos. Al discutir el emplazamiento del tronco Sv en párrafos posteriores, se presentará un posible mecanismo de basculamiento de la cuenca.

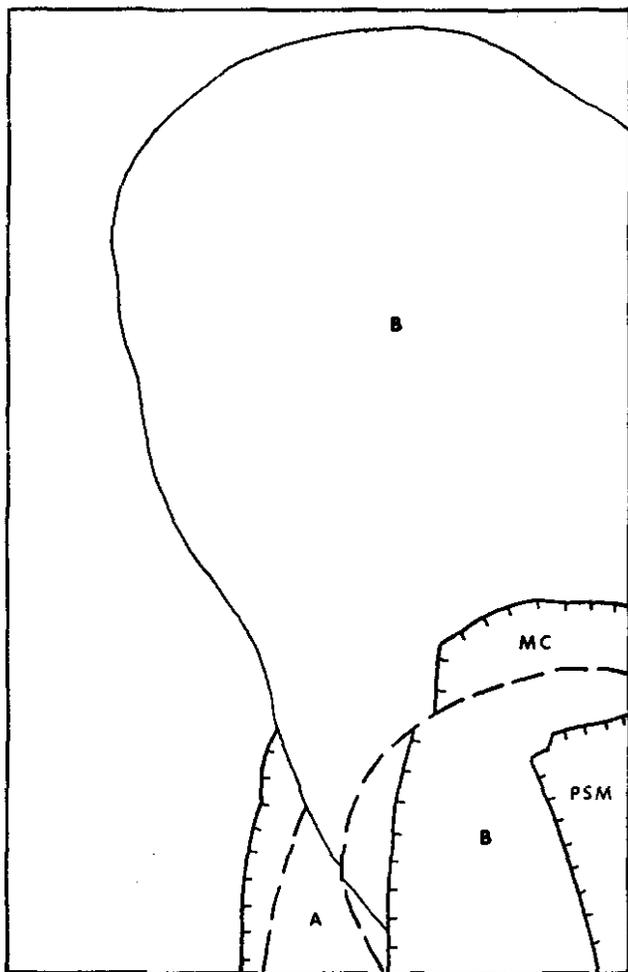


Figura 8.- Levantamiento resurgente (?) de la Ignimbrita Quintas, acumulación de la Formación Mesa Colorada (MC) y desarrollo de la cuenca de acumulación de la Formación Presa San Marcos (PSM).

El primer evento representado en la Formación Presa San Marcos es la acumulación de los miembros D, E y F. Las condiciones ambientales de la cuenca fueron probablemente homogéneas durante la acumulación de estos miembros. El miembro D 1 parece haberse formado en su mayor parte en condiciones subaéreas, dado que las ignimbritas y el derrame andesítico que se encuentra hacia su cima, no presentan evidencia de haberse emplazado en agua; por otra parte, los diques clásticos que se encuentran en la porción basal de este miembro sugieren que los sedimentos estaban saturados con agua. Se puede presentar la hipótesis de que el miembro D 1 se depositó en

una subcuenca cerrada dentro de la cuenca principal; pueden haberse formado pequeños lagos dentro de esta subcuenca. El cambio lateral al miembro D 2, que es predominantemente volcánico, puede marcar el límite de esta subcuenca.

Uno de los rasgos más notorios del miembro D 1 es la hematización de las rocas. Los óxidos de hierro parecen estar fijados en arcillas (?) y en los productos de desvitrificación de las esquirlas de vidrio, en areniscas tobáceas y en ignimbritas. En el derrame andesítico los óxidos de hierro se fijan en la pasta desvitrificada de la mesostasis microlítica. La hematización puede haber resultado de la oxidación del hierro contenido en los minerales máficos accesorios, y su consecuente adsorción en los minerales arcillosos o en la superficie de los feldespatos (Walker, 1967), durante la circulación de aguas meteóricas oxigenadas a través de fracturas y espacios porosos. La ignimbrita del miembro E cubre a los miembros D, pero no parece indicar un cambio de importancia en las condiciones de la cuenca. Esto es sugerido por el hecho de que los procesos que estuvieron activos durante la acumulación de los miembros D continuaron activos durante la acumulación o emplazamiento de los miembros F. Se afirma este hecho porque las litologías encontradas en los miembros F son similares a aquellas de los miembros D. Se encuentra aún la hematización del miembro D 1 en los miembros F 1 y F 2.

El siguiente evento registrado en la Formación Presa San Marcos es el emplazamiento del miembro G y sus equivalentes estratigráficos. En párrafos anteriores se presentó la hipótesis de que el miembro G se emplazó como derrame piroclástico, mientras que el miembro G' como una toba de caída libre. El emplazamiento de estos miembros es un evento significativo porque puede indicar la intrusión de magma bajo el piso de la caldera. Para desarrollar esta idea, debemos desviar nuestra atención brevemente al tronco Sv. Recuérdese la correlación establecida entre el miembro G y el dique alimentador Fv 2.

El emplazamiento del miembro G parece haber sido penecontemporáneo con el levantamiento de la Ignimbrita San Marcos, debido a la intrusión de uno o más troncos subvolcánicos del tipo Sv. A pesar de que el tronco Sv aflora sólo en la porción nororiental del área mostrada en la Figura 4, los diques que alimentó, Fv 4 y Fv 5, son mineralógica y morfológicamente similares a los diques Fv 1, Fv 2 y Fv 3. Se sugiere pues la hipótesis de que estos tres últimos diques fueron alimentados por cuerpos subvolcánicos similares a Sv. La intrusión de un tronco del tipo Sv podría explicar el abombamiento del Cerro de la Presa y la actitud estructural de algunas de las unidades de la Formación Presa San Marcos. La relación entre la intrusión de magma y los efectos estructurales se puede inferir por la estrecha relación espacial existente entre la falla f-7 y el dique Fv 1; relación que sugiere eventos penecontemporáneos. Un evento similar de abombamiento estructural puede encontrarse en la Mesa Colorada; se hará referencia a este evento más adelante, al discutir las condiciones en que tuvo lugar la acumulación de la Formación Mesa Colorada.

El miembro G representa la última erupción voluminosa de ignimbritas en la Formación Presa San Marcos. Los siguientes miembros (H, I, J y K) son considerablemente más pequeños en volumen. Por otra parte, probablemente representen depósitos de caída libre o derrames piroclásticos de bloques y esquirlas de vidrio, y no ignimbritas. Se hizo mención en párrafos anteriores a la posibilidad de que los miembros J y K pudieran haber estado relacionados al emplazamiento del domo Dm 9.

La última unidad asignada a la Formación Presa San Marcos es el miembro L 2. El tipo de depósito representado por este miembro es incierto. Las estructuras de depósito encontradas en las porciones inferior y superior de este miembro indican una secuencia de "erupciones" con un fuerte componente horizontal. Una etapa de erupciones más potentes podría haber formado la porción media, en la

que horizontes masivos de 1 a 2 m de espesor se encuentran separados uno del otro por capas de 5 a 10 cm de espesor con laminación burda. La presencia de gránulos acrecionales de ceniza félsica muy fina, en la matriz de las porciones inferior y superior, sugiere la floculación de ceniza muy fina en una nube de vapor (Self y Sparks, 1978). Por otra parte, la deformación de la laminación como consecuencia del impacto de bloques sugiere que la toba se encontraba saturada de agua; un impacto semejante en una toba que no se encontraba saturada de agua destruiría la laminación en lugar de deformarla. Estas características sugieren que el miembro L 2 puede haberse formado por una secuencia de erupciones freato-magmáticas, como resultado del emplazamiento de uno o más domos en los sedimentos saturados con agua del miembro D 1. La inclinación en las capas con diastatificación sugiere que uno de estos domos pudo haberse intrusionado en lo que es ahora la porción occidental de la Presa San Marcos.

#### DESARROLLO DEL DOMO ESTRUCTURAL DE LA MESA COLORADA

No se sabe con seguridad la edad relativa de las Formaciones Presa San Marcos y Mesa Colorada. Ambas formaciones se acumularon después del emplazamiento de la Ignimbrita San Marcos, pero antes de la acumulación de la Formación Mesa La Trampa, por lo que se puede pensar que la acumulación de ambas formaciones fue contemporánea (Figura 8).

La Formación Mesa Colorada está constituida por depósitos que se acumularon en el foso septentrional de la Fosa de La Tinaja. Este foso estaba limitado hacia el norte por el acantilado de la zona de falla del Arroyo de El Oso, y hacia el sur por el alto topográfico formado durante el levantamiento de las Ignimbritas Quintas y Nuevo Majalca. Los depósitos de la Formación Mesa Colorada incluyen a la ignimbrita del miembro M, la cual está cubierta por el miembro N, que es lateralmente heterogéneo. Esta secuencia de ignimbritas y tobas de lapilli, en ocasiones interestratificada con derrames riolíticos de escaso volumen, es indicativa de un período de actividad volcánica que siguió al colapso de la Fosa de La Tinaja. La ubicación de los derrames de lava, cerca de la zona de falla del Arroyo de El Oso, sugiere volcanismo alimentado a lo largo de fallas anulares. Este tipo de volcanismo alcanza su máximo desarrollo durante la etapa de acumulación de la Formación Mesa La Trampa.

El área del foso probablemente estuvo ocupada por uno o más lagos, como lo sugiere la presencia de los sedimentos tobáceos del miembro O, los cuales parecen haberse acumulado en un ambiente lacustre somero. La buena clasificación y el redondeamiento observado en los cristales de algunas capas sugieren continuo retrabajo de los sedimentos por corrientes; es el tipo de retrabajo que sería de esperarse en un lago somero. Este ambiente lacustre persistió en el área del foso aún después del abombamiento de la Mesa Colorada.

La causa del abombamiento del domo estructural de la Mesa Colorada no se conoce con precisión. El abombamiento puede haber sido provocado por la intrusión de un cuerpo subvolcánico. El domo Dm 9 podría ser una apósis del cuerpo responsable del abombamiento que dio origen a un domo estructural, de paredes muy inclinadas, limitado al sur por las fallas f-10 y f-11; hacia el oriente el domo estaba probablemente limitado por la extensión hacia el norte de la falla f-12. Hacia el oeste no se puede definir un límite estructural, ya que la Formación Mesa Colorada está parcialmente cubierta por la Formación Mesa La Trampa. Hacia el norte el límite fue probablemente la zona de falla del Arroyo de El Oso, en que el movimiento tuvo lugar a lo largo de una falla antitética. La porción septentrional del domo estructural de la Mesa Colorada fue afectada por tres fallas normales, cuyo bloque hundido está en el norte. Estas tres fallas son pro-

bablemente el resultado del colapso parcial del abrupto flanco septentrional del domo estructural (e.g. la falla f-13 de la Figura 2).

#### ULTIMAS ETAPAS DE ACTIVIDAD VOLCANICA

La sedimentación y el retrabajo de tobas en un ambiente fluvio-lacustre continuaron después del abombamiento de la Mesa Colorada. Esto llevó a la acumulación del miembro Q de la Formación Mesa La Trampa (Figura 9). El miembro Q está formado por una secuencia de tobas arenosas en que son comunes las estructuras sedimentarias tales como estratificación delgada, varvas, estratificación lenticular y lentes de conglomerados. Estas estructuras sugieren un ambiente fluvio-lacustre. Es necesario observar, sin embargo, que las tobas del miembro Q no siempre presentan estructuras sedimentarias. Por ejemplo, la ladera oriental de la Mesa Colorada, un pequeño remanente del miembro Q fue depositado como una toba de caída libre acumulada en una pendiente abrupta. El mismo carácter de toba de caída libre puede ser reconocido en los afloramientos occidentales del miembro Q (Figura 2). El depósito de los primeros estratos del miembro Q fue contemporáneo con el emplazamiento de los derrames basálticos del miembro P. Estos derrames estuvieron restringidos, aparentemente, a una depresión desarrollada al oeste del domo estructural de la Mesa Colorada.

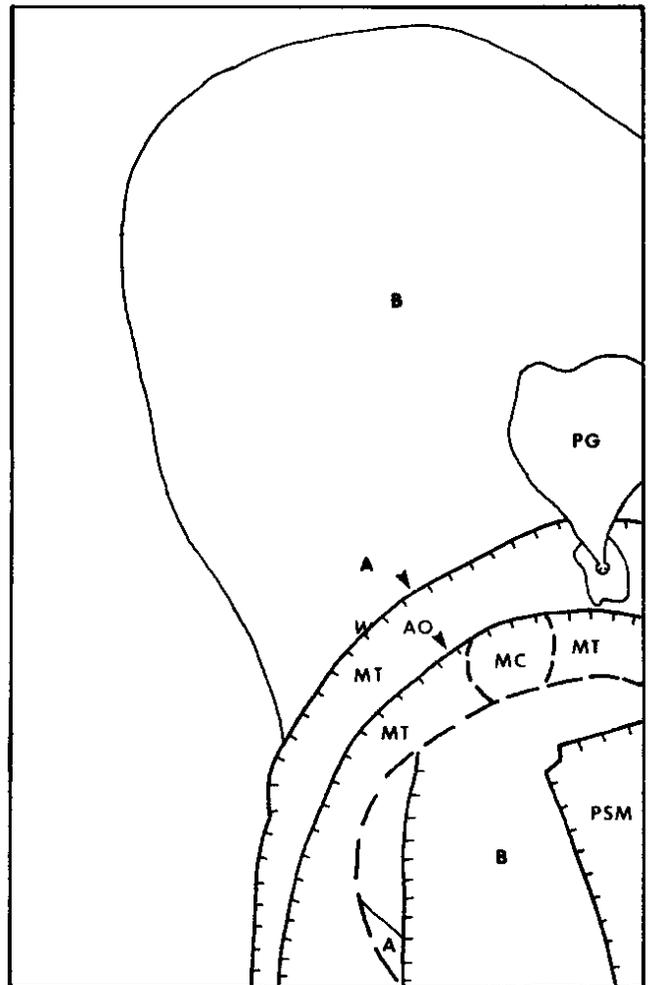


Figura 9.- Desarrollo del domo estructural de la Mesa Colorada, seguido por la reactivación de las fallas anulares del Arroyo de Majalca (AM) y del Arroyo de El Oso (AO), y la erupción de las tobas de la Formación Mesa La Trampa (MT). La actividad volcánica en el área de la caldera concluye con el desarrollo del domo volcánico de Picos Gemelos (PG).

La fuente de origen de las tobas del miembro Q puede haber estado localizada en los domos riolíticos que se intrusieron a lo largo de la zona de falla del Arroyo de El Oso. Algunos derrames riolíticos derivados de estos domos se encuentran interestratificados con las tobas del miembro Q. Esta etapa de volcanismo riolítico parece haber estado relacionada con una reactivación de la zona de falla del Arroyo de El Oso, ya que las tobas del miembro Q han sido cortadas por esta zona de falla; los desplazamientos máximos observados en el campo son de 15 m.

El último evento volcánico dentro del área de la Caldera de San Marcos fue la intrusión del diquestrato dacítico Si y el desarrollo del domo volcánico y derrame andesítico de Picos Gemelos (Figura 9). Ambas unidades están relacionadas espacialmente a las zonas de falla del Arroyo de Majalca y del Arroyo de El Oso, y el domo volcánico Picos Gemelos se emplazó entre las dos zonas principales de falla (Figura 2).

El fin de la actividad volcánica en la Caldera de San Marcos no marca la terminación de la actividad volcánica en el área circundante. La actividad volcánica continuó al norte de la Caldera de San Marcos; la Ignimbrita Nuevo Majalca y la "Andesita Picos Gemelos" están cubiertas por dos ignimbritas riolíticas en el Cerro del Yerbaniz (Spruill, 1975).

La porción oriental de la Caldera de San Marcos se hundió en el oriente durante el desarrollo de una falla normal regional, f-15 (Figura 2). Esta falla tiene una orientación nor-noreste y, de acuerdo a Mauger (1979), tiene un desplazamiento mínimo de 400 m cerca del Arroyo de Majalca. Este episodio de fallamiento normal regional tuvo lugar en el intervalo comprendido entre 46 m.a., la edad de la "Toba Quintas" (Mauger, 1981), que es equivalente a la Ignimbrita Quintas, y 29 m.a. Esta última edad es de una de las ignimbritas del centro volcánico de la Sierra del Mogote, cuyos productos cubren a la falla normal regional sin ser desplazados por ella.

Uno de los últimos eventos estructurales que tuvo lugar en las cercanías de la Caldera de San Marcos fue el desarrollo de la falla f-16 (Figura 2). Esta falla pone las rocas de la caldera, al oriente, en contacto con una secuencia de ignimbritas cuya edad ha sido reportada como de 30 m.a. por Mauger (1979).

## CONCLUSIONES

El modelo de la evolución física de la Caldera de San Marcos es necesariamente incompleto, ya que sólo el cuadrante noroccidental de la misma está expuesto actualmente. Se espera, sin embargo, que esta reconstrucción de los eventos ocurridos en la caldera facilite la labor de desarrollo de los prospectos uraníferos que se encuentran en la misma, y provea un ejemplo, aún cuando no necesariamente un modelo, de la evolución de los centros volcánicos de la Sierra Madre Occidental.

La Caldera de San Marcos se formó como una estructura de colapso durante la erupción de la Ignimbrita riolítica Victorino. La parte central de la caldera experimentó un levantamiento resurgente, probablemente debido a compensación hidrostática dentro de la cámara magmática. El material erosionado de las paredes de la caldera y del domo resurgente relleno el foso existente entre las dos paredes, formándose los conglomerados y areniscas de la Formación Cumbres.

Un segundo colapso tuvo lugar durante la erupción de la Ignimbrita Quintas. La depresión volcano-tectónica resultante no es circular, sino que tiene la forma de una fosa alargada en dirección N-S, la Fosa de La Tinaja. Una nueva etapa de levantamiento resurgente probablemente tuvo lugar después de este segundo colapso.

Las siguientes etapas de volcanismo estuvieron concentradas

en las zonas de falla anulares y en una cuenca desarrollada en el interior de la Fosa de La Tinaja, la cuenca de acumulación de la Formación Presa San Marcos.

## AGRADECIMIENTOS

El autor desea expresar su gratitud a las personas que hicieron posible el desarrollo de este estudio, en particular al Ing. Carlos García-Herrera, Roberto Yza, Rafael Chávez, Manuel Morales, Ronald J. P. Lyon, Gail A. Mahood, Mariano Ruiz-Vázquez, Miguel Royo, Jorge Alcántara, Margarita Torres y Miguel A. Molinar. Este estudio fue auspiciado por el Departamento de Geología y Minería de la Comisión Federal de Electricidad, el Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología, la Facultad de Ingeniería de la Universidad Nacional Autónoma de México, y se publica gracias al Instituto de Geología de la misma universidad.

## REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Chávez, J. M., Chávez, R., y Ferriz, Horacio, 1981, Geología y metalogía de la Caldera de San Marcos, Chihuahua: Acapulco, Asoc. Ings. Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, Convención 14, Mem. Téc., p. 105-151.
- Eichelberger, J. C., y Gooley, R., 1977, Evolution of silicic magma chambers and their relationships to basaltic volcanism: Am. Geophys. Union, Geophysics Monogr. 20, p. 57-77.
- Ferriz, Horacio, 1981, Geology and uranium potential of the San Marcos caldera, Chihuahua, Mexico: Stanford, California, Stanford Univ., School of Earth Sciences, informe de maestría (inédito).
- MacDonald, G. A., 1972, Volcanoes: Englewood Cliffs, N. J., Prentice Hall, 150 p.
- Mauger, R. L., 1979, Geologic and petrologic studies in the Sierra Calera-Del Nido Block, Chihuahua, Mexico: Greenville, East Carolina Univ., informe interno (inédito).
- 1981, Geology and petrology of the central part of the Calera-Del Nido Block, Chihuahua, Mexico: in Goodell, P., y Waters, A., eds., Uranium in volcanic and volcanoclastic rocks. Am. Assoc. Petroleum Geologists, Studies in Geology 13, p. 205-242.
- McDowell, F. W., y Clabaugh, S. E., 1979, Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico: in Chapin, C. E., y Elston, W. E., eds., Ash-flow tuffs. Geol. Soc. America, Spec. Paper 180, p. 113-124.
- Self, S., y Spark, R.S.J., 1978, Characteristics of widespread pyroclastic deposits formed by interaction of silicic magma and water: Bull. Volcanologique, v. 41, p. 196-212.
- Sheridan, M. F., 1979, Emplacement of pyroclastic flows; a review: in Chapin, C. E., y Elston, W. E., eds., Ash-flow tuffs. Geol. Soc. America, Spec. Paper 180, p. 125-136.
- Sparks, R.S.J., y Wilson, L., 1976, A model for the formation of ignimbrite by gravitational column collapse: Quart. Jour. Geol. Soc. London, v. 132, p. 441-451.
- Sparks, R.S.J., Wilson, L., y Hulme, G., 1978, Theoretical modeling of the generation, movement, and emplacement of pyroclastic flows by column collapse: Jour. Geophys. Res., v. 83, p. 1727-1739.
- Sparks, R.S.J., y Wright, J. V., 1979, Welded air-fall tuffs: in Chapin, C. E., y Elston, W. E., eds., Ash-flow tuffs. Geol. Soc. America, Spec. Paper 180, p. 155-166.

- Smith, R. L., 1960, Ash-flows: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 71, p. 795-842.
- - - 1979, Ash-flow magmatism: *in* Chapin, C. E., y Elston, W. E., eds., Ash-flow tuffs. *Geol. Soc. America, Spec. Paper 180*, p. 18-32.
- Smith, R. L., y Bailey, R. A., 1968, Resurgent cauldrons: *in* Coats, R. R. *et al.*, eds., *Studies in volcanology. Geol. Soc. America, Mem. 116*, p. 613-662.
- Spruill, R. C., 1975, The volcanic geology of the Rancho Peñas Azules area, Chihuahua, Mexico: Greenville, East Carolina University, tesis de maestría, (inérita).
- Walker, T. R., 1967, Formation of red beds in ancient and modern deserts: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 78, p. 353-368.