

00364

1
2c



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA
DE MEXICO

FACULTAD DE CIENCIAS
DIVISION DE ESTUDIOS DE POSGRADO

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

CARACTERISTICAS GEOLOGICAS Y
AMBIENTE TECTONICO DE UN COMPLEJO
DE DOMOS RIOLITICOS DEL TERCARIO
MEDIO EN LA PORCION MERIDIONAL
DE SAN LUIS POTOSI

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO ACADEMICO DE

MAESTRO EN CIENCIAS (GEOLOGIA)

P R E S E N T A

ALFREDO AGUILLON ROBLES



MEXICO, D.F.

1992



UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

CONTENIDO

| | |
|---|------|
| Tabla de contenido | i |
| Lista de figuras | iv |
| Lista de tablas | vii |
| Lista de láminas | viii |
| RESUMEN | ix |
| ABSTRACT | xi |
| | |
| 1 . INTRODUCCION | 1 |
| 1.1 Definición del problema | 1 |
| 1.2 Materiales y métodos | 4 |
| 1.3 Agradecimientos | 8 |
| | |
| 2 . GEOLOGIA REGIONAL | 10 |
| | |
| 3 . GEOMORFOLOGIA | 17 |
| 3.1 Unidad 1. Altiplano de Tepetate-Villa Arriaga- Pinos | 18 |
| 3.2 Unidad 2. Sierra de San Miguelito | 19 |
| 3.3 Unidad 3. Valle de Bledos | 21 |
| 3.4 Unidad 4. Sierra de Bledos | 21 |
| 3.5 Unidad 5. Serranías de Villa de Arriaga | 22 |
| 3.6 Unidad 6. Sierra de Pinos | 23 |
| 3.7 Discusión | 24 |

| | | |
|-------|--|----|
| 4 . | GEOLOGIA LOCAL | 26 |
| 4.1 | Forma y dimensiones de los domos | 26 |
| 4.2 | Litología | 26 |
| | Riolita San Miguelito | 26 |
| | Riolita Panalillo | 36 |
| 4.3 | Estructura | 39 |
| 4.3.1 | Características generales de los domos | 39 |
| 4.3.2 | Características estructurales del domo | |
| | El Gato y domo Cerro Silva | 42 |
| 4.4 | Composición química de las rocas | 47 |
| 4.5 | Discusión | 49 |
| 5 . | MINERALIZACION | 58 |
| 6 . | TECTONICA | 66 |
| 6.1 | Introducción | 66 |
| 6.2 | Control estructural del volcanismo del | |
| | Terciario medio en San Luis Potosi | 74 |
| 6.3 | Discusión | 76 |
| 7 . | SUMARIO Y CONCLUSIONES | 79 |
| 8 . | TRABAJOS CITADOS | 82 |

| | |
|---------|-----|
| ANEXO 1 | 94 |
| ANEXO 2 | 96 |
| ANEXO 3 | 101 |
| ANEXO 4 | 103 |

LISTA DE FIGURAS .

| | |
|---|----|
| Figura 1. Mapa de localización. | 5 |
| Figura 2. Vías de comunicación al área de estudio. | 6 |
| Figura 3. Índice de hojas utilizadas como base topográfica de INEGI. | |
| Base geológica Instituto de Geología (UASLP). | 7 |
| Figura 4. Unidades paleogeográficas del Mesozoico en el estado de San Luis Potosí, (Carrillo-Bravo, 1971) Ubicación de la Caldera de Milpa Grande (Grasel, 1979; Tristán, 1986; Labarthe et al., 1989). | 14 |
| Figura 5. Cristalización en fase de vapor de calcedonia, Fe y topacio. | 29 |
| Figura 6. Fotomicrografía mostrando reemplazamiento. | 29 |
| Figura 7. Fotomicrografía donde se observa la desvitrificación de la roca. | 30 |
| Figura 8. Fotomicrografía mostrando la desvitrificación, con nicoles cruzados. | 30 |
| Figura 9. Brecha basal. | 31 |
| Figura 10. Desvitrificación de la roca, representado por litofisas rellenas de calcedonia. | 33 |
| Figura 11. Cristales euhedrales de topacio. | 33 |
| Figura 12. Toba lítica parcialmente soldada. | 43 |
| Figura 13. Vista general del domo Cerro Silva. | 43 |

| | |
|--|----|
| Figura 14. Estructura de rampa mostrado por las foliaciones de derrame de lava. | 45 |
| Figura 15. Líneas de tensión provocadas por el enfriamiento y expansión de la lava. | 45 |
| Figura 16. Estrias de deslizamiento en los derrames de lava. | 46 |
| Figura 17. Detalle en estrias de deslizamiento. | 46 |
| Figura 18. Gráfica de SiO_2 vs. K_2O . | 54 |
| Figura 19. Gráfica de alcalis vs. SiO_2 . | 54 |
| Figura 20. Diagrama AFM. | 55 |
| Figura 21. Etapa de desarrollo de los domos riolíticos del Gato y Cerro Silva. | 56 |
| Figura 22. Sección esquemática de los domos DEG y DCS, mostrando las etapas de desarrollo. | 57 |
| Figura 23. Modelo idealizado de tipos posibles de depósito de minerales asociado a complejos de domos riolíticos con alto contenido de sílice. | 61 |
| Figura 24. Distribución de fallas extensionales del Cenozoico, provincias de Cuencas y Sierras (Basin and Range). | 70 |
| Figura 25. Modelo idealizado de la Tectónica de México, mostrando la zona extensional. | 71 |
| Figura 26. Etapas de desarrollo de una zona sujeta a extensión. | 72 |
| Figura 27. Profundidad de la isoterma de 1000°C inferida | |

| | |
|---|----|
| del flujo de calor en el norte de México. | 73 |
| Figura 28. Mapa de localización de las secciones utilizadas para el cálculo de volumen de los domos | 95 |
| Figura 29. Estaciones radiométricas en los domos de El Gato y Cerro Silva | 98 |

LISTA DE TABLAS .

| | |
|--|-----|
| Tabla 1. Levantamiento radiométrico en los domos riolíticos. | 99 |
| Tabla 2. Análisis de elementos mayores de riolitas topacíferas. | 101 |
| Tabla 3. Minerales normativos (CIPW). | 101 |
| Tabla 4. Localización de análisis químicos comparados. | 102 |
| Tabla 5. Análisis petrográfico de los domos El Gato y Cerro Silva | 103 |

LISTA DE LAMINAS .

- Lámina 1. Mapa hipsográfico de la porción SW del Campo Volcánico de San Luis Potosí. Anexo
- Lámina 2. Mapa hidrográfico de la porción SW del Campo Volcánico de San Luis Potosí. Anexo
- Lámina 3. Mapa geológico regional de la porción SW del Campo Volcánico de San Luis Potosí. Anexo
- Lámina 4. Mapa estructural de los domos El Gato y Cerro Silva. Anexo
- Lámina 5. Mapa estructural de la porción SW del Campo Volcánico de San Luis Potosí. Anexo

RESUMEN

Las riolitas con topacio y/o estaño son comunes en México y forman un extenso cinturón que se prolonga hasta los Estados Unidos. Estas rocas tienen interés especial porque son productos característicos de fusión parcial de corteza continental, extravasados durante periodos de actividad tectónica extensiva. Además, en algunos lugares existe mineralización económica asociada a ellas.

En San Luis Potosí se conocen afloramientos de riolitas topacíferas dentro del Campo Volcánico de San Luis Potosí (CVSLP), el cual fué formado durante el Oligoceno medio (32-26 Ma). Las zonas topacíferas se localizan cerca de los conductos volcánicos y/o en los derrames de lava de la Riolita San Miguelito (K-Ar = 30 ± 1.5 Ma; Labarthe et al., 1982). Las riolitas son rocas compuestas por fenocristales de cuarzo y sanidino con alto contenido en flúor, que está representado por cristalización en fase de vapor de topacio, acompañado algunas veces con minerales de estaño.

Los domos El Gato y Cerro Silva fueron formados por erupciones pasivas continuas, originando estructuras con foliación de flujo vertical, en sus partes centrales y horizontal hacia sus márgenes, extravasándose un volumen aproximado de 5.5 km^3 en cada estructura. Estas rocas tienen un contenido promedio de SiO_2 de 75% con 13% Al_2O_3 , 8-9%

$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ y $< 1\%$ de CaO . Son rocas riolíticas metaluminosas a ligeramente peraluminosas.

En el CVSLP se formaron fosas y pilares tectónicos desarrollados durante el Oligoceno. El magmatismo félsico utilizó como conductos para el ascenso del magma a este sistema de fallas y fracturas. Los domos riolíticos se alinean paralelamente al patrón tectónico regional NW-SE y NE-SW, lo que indica que las fallas tensionales del Oligoceno, ayudaron a formación del CVSLP.

km³ of each structure.

Topaz bearing rhyolites have high silica content, SiO₂ ≈ 75%, with Al₂O₃ ≈ 13%, Σ Na₂O + K₂O = 8 to 9% and a low content of CaO, < 1%. Topaz rhyolites are metaluminous to slightly peraluminous rocks.

During the Oligocene, a system of horst and graben structures developed in San Luis Potosi Volcanic Field. The felsic magmatism used as conduits some of the tensional faults and fractures. In the Tepetate region, the volcanic domes align parallel to the NW-SE and NE-SW tectonic trends, suggesting that some of the early normal faults acted as feeders for the Oligocene vents.

1. INTRODUCCION

1.1 Definición del problema

En la porción central del Estado de San Luis Potosí, existe un extenso campo volcánico constituido principalmente por rocas félsicas del Terciario medio (Labarthe, et al., 1982). Con base en la composición química y edad de sus rocas, Aranda y coautores (1983) consideraron como equivalente a la "facies de rocas calcialcalinas con alto contenido de potasio", descritas por Cameron y coautores (1980) para la provincia magmática de la Sierra Madre Occidental. En el Campo Volcánico de San Luis Potosí (CVSLP) se ha descrito una secuencia de derrames riolíticos a los que se dió el nombre formal de Riolita San Miguelito con una edad de K-Ar de 30 ± 1.5 Ma (Labarthe et al., 1982). Posteriormente, Tristán (1986, 1987) reconoció la existencia de domos riolíticos en esta unidad litoestratigráfica.

Los domos riolíticos se forman en distintos ambientes magmático-tectónicos (Fink, 1987). Algunos de ellos están asociados a la formación de calderas, que tienden a desarrollar estructuras dómicas hacia sus márgenes (e.g. La Primavera, Jal.; Mahood, 1980), o se forman después del colapso de la estructura (Lipman, 1984; Henry y Price, 1984). Otros domos se emplazan a lo largo de fallas o fisuras tensionales y otros más en los cráteres localizados en la

cima de grandes conos compuestos, como el Volcán St. Helens. Para el caso de los domos riolíticos de San Luis Potosí, Tristán (1986) propuso que su emplazamiento se asoció a un ambiente geológico extensional que se desarrolló durante el Oligoceno medio en la parte central de México. Otros autores que han hecho hincapié en que la evolución tectónica desde el Terciario medio ha sido predominantemente extensiva en el extremo meridional de la Meseta Central son Böse (1900), Labarthe y Tristán (1988) y Aranda y coautores (1989). Sin embargo, ninguno de estos investigadores ha hecho trabajos de detalle encaminados a documentar estas hipótesis.

En los últimos años otros investigadores como Burt y coautores (1982), Christiansen y colaboradores (1986), Tristán (1986, 1987), Fink (1987) y Labarthe y Tristán (1988), mencionan la importancia del desarrollo de estructuras dómicas en rocas volcánicas intermedias a riolíticas y las relacionan al ambiente tectónico regional donde se formaron.

La importancia de estos volcanes, no sólo reside en el hecho de que pueden ser empleados para inferir el medio ambiente tectónico en el que se desarrollaron, sino que además, en algunos domos se ha encontrado mineralización económica (Burt et al., 1982). Los domos riolíticos con topacio ($Al_2SiO_4F_2$) comúnmente están asociados con

mineralización de estaño. Usualmente estas lavas ricas en flúor presentan cantidades anómalas de uranio, litio, berilio, plata, oro y otros elementos incompatibles (Burt y Sheridan, 1981).

En la porción oriental del CVSLP existen enormes depósitos de fluorita (Las Cuevas, El Realito, etc.) y hacia el sur, asociados a rocas similares en edad y composición, se encuentran los depósitos de plata y oro de Guanajuato. Ambos tipos de mineralización se hayan relacionados, en tiempo y en espacio, con el volcanismo del Terciario medio y con fallamiento normal del Terciario medio y superior. En ambos casos se ha documentado recientemente la existencia de domos riolíticos cerca de las zonas mineralizadas (Labarthe y colaboradores, 1988 y Nieto-Samaniego, 1985).

Se cree que el estudio de domos riolíticos en la región central del país puede ayudar a comprender: 1) La evolución tectónica durante el Cenozoico medio y tardío de la porción meridional de la Mesa Central y 2) el origen de depósitos minerales de interés económico.

Debido a la importancia de los domos riolíticos del Terciario medio comunes en el CVSLP y en la Sierra Madre Occidental, y a la ausencia casi total de reportes en la literatura geológica mexicana acerca de sus características, el objetivo de este estudio es describir y analizar en detalle la evolución de algunos de ellos en el área de

Tepetate, S.L.P.

El área de estudio consta de una superficie de aproximadamente 80 km², la cual está ocupada por los domos de los cerros El Gato (DEG) y Silva (DCS). Se localiza aproximadamente a 40 km al SW de la ciudad de San Luis Potosí, en las inmediaciones del poblado de Tepetate (Figura 1). El acceso al área es por medio de la Carretera Federal No. 80, que comunica las ciudades de San Luis Potosí y Guadalajara (Figura 2). Las coordenadas geográficas que limitan al área de estudio son los paralelos 22° 00' y 22° 06' de latitud norte y los meridianos 101° 13' y 101° 18' de longitud oeste (Figura 1).

1.2 Materiales y métodos

Para el análisis tectónico regional se utilizaron diversos mapas topográficos y geológicos a la escala de 1:50,000 (Figura 3) y el mapa geológico de la Revisión Estratigráfica de las rocas del Cenozoico de la parte central del Edo. de San Luis Potosí (esc. 1:200,000) elaborado por el personal del Instituto de Geología de la U.A.S.L.P. (Labarthe *et al.*, 1982). Para el estudio estructural de semidetalle de los domos se empleó como base topográfica una ampliación fotográfica a la escala de 1:12,500, de la porción donde se localiza el área de estudio en la hoja Tepetate S.L.P. (F-14-

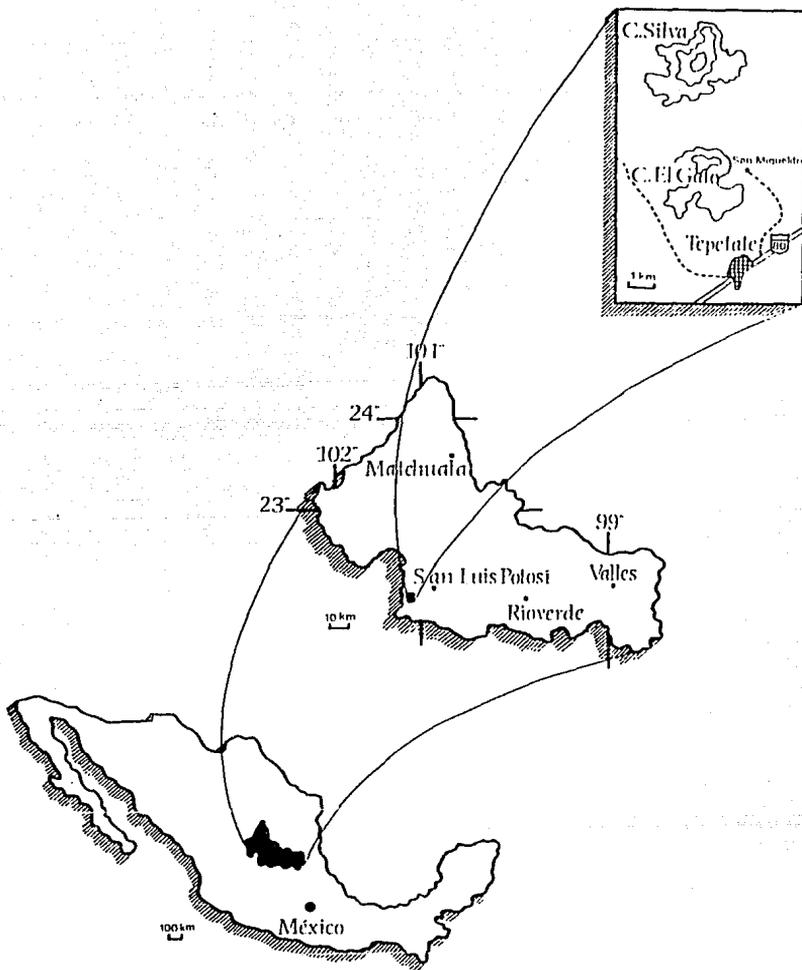


Figura 1. Mapa de localización del área de estudio.

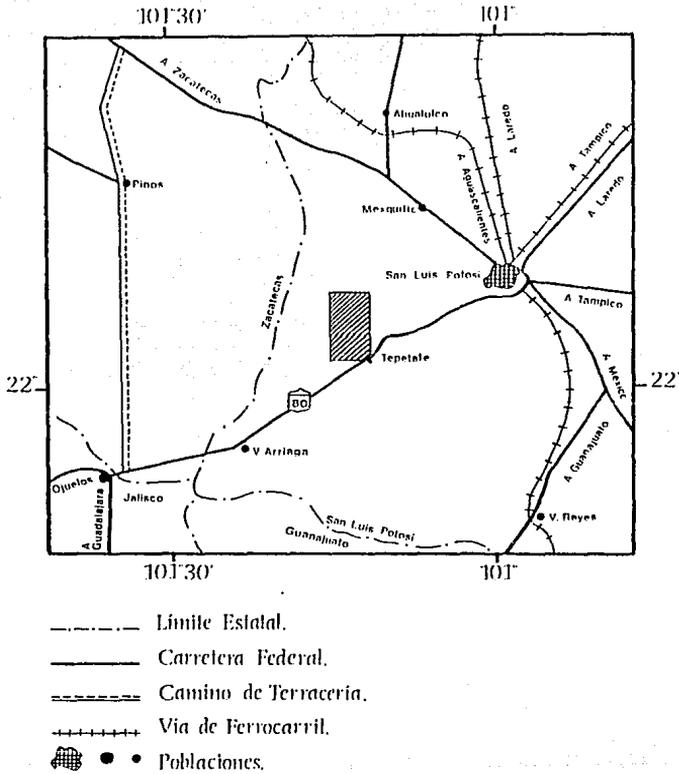


Figura 2. Vías de comunicación al área de estudio.

| | |
|--|---|
| <p>Pinos F-14-A-72</p> <p>A. Aguilón R. 1983</p> | <p>Ahuahualco F-14-A-73</p> <p>Labarthe y Tristán 1981</p> |
| <p>El Obraje F-14-A-82</p> <p>A. Aguilón R. 1983</p> | <p>Tepetate F-14-A-83</p> <p>Tristán y Labarthe 1979</p> |
| <p>Ojuelos F-14-C-12</p> <p>A. Aguilón R. 1983</p> | <p>San Francisco F-14-C-13</p> <p>Labarthe y Tristán 1980</p> |

**Figura 3. Índice de hojas utilizadas como base topográfica de INEGI.
Base Geológica Instituto de Geología.
(U.A.S.L.P.)**

A-83) y fotografías aéreas verticales (1:25,000). Durante el trabajo de campo se hizo un muestreo, para estudios petrográficos, de los diferentes derrames de lava identificados y de zonas evidentemente alteradas.

Además, se elaboraron y analizaron mapas hipsográficos y de red de drenaje a la escala de 1:50,000 (Láminas 1 y 2, en sobre). Posteriormente se comparó esta información con aquella obtenida del análisis de una imagen de satélite Landsat 4 (esc. 1:250,000 en banda 7) que cubre la mayor parte del CVSLP. En base a esto se trató de hacer una interpretación de los principales rasgos tectónicos en la región y la posible relación entre estos con el emplazamiento de los domos riolíticos.

1.3 Agradecimientos

Este estudio fué posible gracias al apoyo y comentarios del Ing. Guillermo Labarthe-Hernández, Director del Instituto de Geología de la IASLP, y al grupo de investigadores que tiene a su cargo. Al Dr. J. Jorge Aranda-Gómez director de tesis y Jefe de la Estación Regional del Centro del Instituto de Geología de la UNAM, por el asesoramiento en el trabajo de campo, comentarios y correcciones en la elaboración del escrito, así como a los señores Crescencio Garduño Faz y Juan Tomás Vázquez, técnicos de dicho Instituto, por la elaboración de las láminas delgadas de las muestras de rocas

para su estudio petrográfico. Un agradecimiento especial al Dr. Donald M. Burt de la Universidad Estatal de Arizona, por su ayuda y comentarios en el trabajo de campo, y a mi compañera y esposa D.G. I. Mónica Pérez-González por el diseño y trazo de las figuras aquí incluidas. Al Dr. Pedro Medellín-Milán Secretario Académico de la UASLP, por su apoyo para la obtención de beca otorgada por la SEP.

2. GEOLOGIA REGIONAL

El CVSLP esta localizado en la provincia morfotectónica de la Sierra Madre Oriental (Guzmán y De Cserna, 1963), dentro de la zona conocida como Mesa Central (Raisz, 1964). La Mesa Central es una altiplanicie rodeada por tres provincias fisiográficas (Raisz, 1964). Al norte y este se encuentra la Sierra Madre Oriental, compuesta principalmente por sedimentos mesozoicos plegados. Al oeste de la Mesa Central se localiza la Sierra Madre Occidental, que es un campo volcánico compuesto predominantemente por rocas félsicas, calcialcalinas y que fué formado durante el Terciario medio; en la parte sur se encuentra la cadena volcánica activa de la Faja Volcánica Transmexicana. El límite entre todas estas provincias es transicional.

Dentro de la Mesa Central, que cubre casi toda la mitad occidental del Estado de San Luis Potosí, afloran rocas sedimentarias marinas del Mesozoico, que fueron depositadas en dos grandes unidades paleogeográficas (Figura 6): La Plataforma Valles-San Luis Potosí y la Cuenca Mesozoica del Centro de México (Carrillo-Bravo, 1971). En la Plataforma Valles-San Luis Potosí, se han identificado rocas sedimentarias clásticas y evaporíticas del Jurásico Superior y Cretácico Inferior y rocas arrecifales constituidas principalmente por rudistas del Cretácico medio y tardío

(Pemex, 1972).

El depósito de la secuencia sedimentaria en la Cuenca Mesozoica del Centro de México, empezó hacia finales del Triásico con la acumulación de la Formación Zacatecas. Dicha unidad está constituida por sedimentos marinos depositados en aguas someras, intercalados con conglomerados y derrames volcánicos. Posteriormente, durante el Jurásico Tardío, la cuenca comenzó a hundirse, lo que permitió la sedimentación de la caliza de la Formación Zuloaga, que se acumuló sobre la plataforma continental. La subsidencia continuó en la región, alcanzando su máxima profundidad durante el Albiano-Cenomaniano, para posteriormente levantarse a partir del Turoniano, al tiempo que se estaba depositando los sedimentos de la Formación Indidura en la cuenca y de la Formación Soyatal sobre la Plataforma Valles-San Luis Potosí. La retirada paulatina de la costa hacia el oriente culminó con el depósito de flysch de las formaciones Caracol en la cuenca y Cárdenas sobre la plataforma que perduró hasta el Maestrichtiano (Myers, 1968). La Formación Caracol se considera el producto de la erosión de una zona intrusionada y acompañada por volcanismo del Coniaciano (De Cserna, 1956, p.65).

Después del plegamiento de las rocas marinas del Mesozoico (Orogenia Laramide), hubo la formación de cuencas

aisladas en donde se depositaron sedimentos lagunares y terrigenos continentales (Paleoceno-Eoceno).

En la región de San Luis Potosí la Orogenia Laramide provocó un plegamiento intenso, tanto en las rocas de cuenca como en las de plataforma, pero el estilo estructural difiere entre ellas. En las rocas de cuenca los pliegues son cerrados, asimétricos y comunmente recostados. En las calizas de plataforma los pliegues son mas abiertos, simétricos y rara vez recostados (Aranda et al., 1991).

En la Mesa Central existe un grueso paquete de rocas volcánicas cenozoica cuya edad varía desde 44 a 26 Ma y que constituyen el CVSLP (Labarthe et al., 1982; Aranda et al., 1983; Lámina 3). El CVSLP cubre discordantemente a los sedimentos marinos del Mesozoico, y en algunos lugares a sedimentos continentales del Terciario Inferior (Fm. Cenicerá en SLP y Conglomerado Rojo en Gto.). Las rocas volcánicas en su mayoría son félsicas y pertenecen a una extensa provincia magmática (Sierra Madre Occidental) que abarca, en forma continua desde la Faja Volcánica Transmexicana en el sur, hasta los Estados Unidos de América, con una dirección NW y con una anchura promedio de 150 a 200 km.

Durante el Eoceno en el CVSLP, se desarrolló un volcanismo intermedio a básico del cual sólo quedan algunos remanentes aislados, representados por la Andesita Casita

Blanca con una edad K-Ar de 44.1 ± 2.2 Ma (Labarthe et al., 1982), que se cree se formó en estructuras de tipo central, que originaron derrames de lava con espesores delgados. Estas rocas son equivalentes a las andesitas del Paleoceno-Eoceno que afloran en Sinaloa y Zacatecas (Clark, 1979); a la "andesita antigua" de la secuencia volcánica de Durango (McDowell y Keiser, 1977) y a los derrames de lava andesítica intercalados con el Conglomerado Rojo de Guanajuato (Edwards, 1955, fig. 29).

En San Luis Potosí el volcanismo oligocénico empezó aproximadamente hace 32 Ma, con la emisión de grandes derrames piroclásticos de composición riolítica. Se cree que estas ignimbritas están genéticamente asociadas a la Caldera de Milpa Grande, la cual se ubica en la porción meridional de SLP, en lo que Labarthe colaboradores (1989) llamaron el Campo Volcánico del Río Santa María, justo en el límite entre la Plataforma Valles-San Luis Potosí y la Cuenca Mesozoica del Centro de México (Tristán, 1987; Figura 4).

Posteriormente alrededor de los 30 Ma, se emplazó una serie de domos de composición riolítica. Se cree que la expulsión de este enorme volumen de magma causó la formación de grandes estructuras volcano-tectónicas con una orientación de $N45^\circ E$, como la Fosa tectónica de Villa de Reyes (Labarthe, et al., 1982; Labarthe y Tristán 1983; Tristán, 1986).

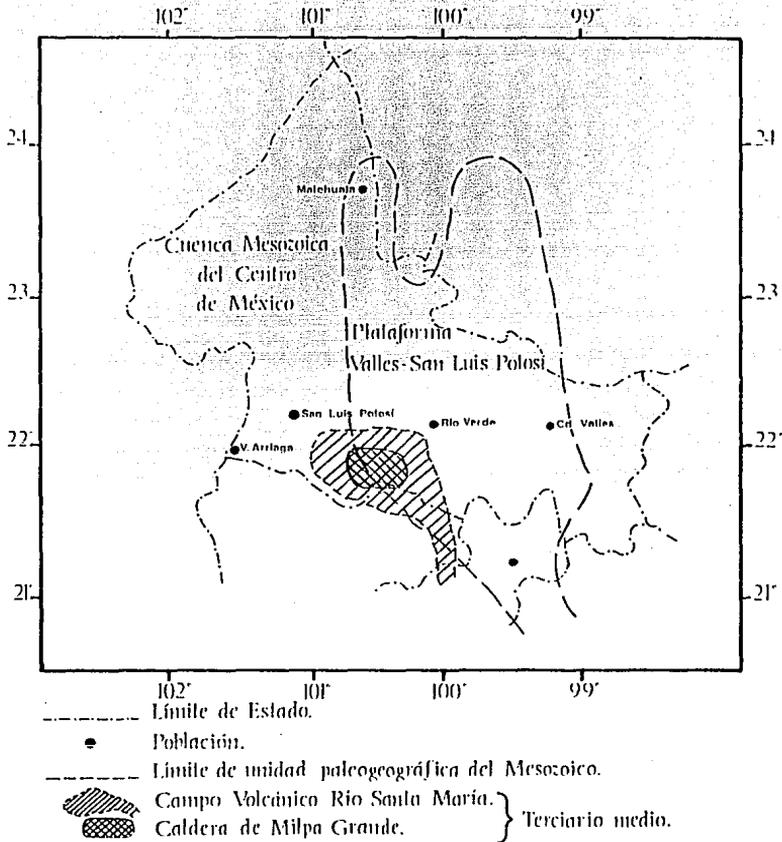


Figura 4. Unidades paleogeográficas del Mesozoico en el estado de San Luis Potosí, (Carrillo-Bravo,1971). Ubicación de la Caldera de Milpa Grande (Grasel,1979; Tristán, 1986; Labarthe *et al.*, 1989).

Después de esto sucedió la erupción de magmas riolíticos que dieron origen a domos exógenos enormes y a la expulsión de derrames piroclásticos asociados. Al finalizar la etapa principal de extrusión de estas rocas, tuvo lugar un período de fallamiento en bloques, para formar pilares y fosas tectónicas, cuya orientación predominante oscila entre los N30-40°W. Una vez formadas estas depresiones, fueron parcial a totalmente rellenadas por derrames piroclásticos sin piroconsolidar que constituyen la Riolita Panalillo, de edad 26.8 ± 1.3 Ma determinada por el método de K-Ar (Labarthe et al., 1982). Durante las últimas etapas volcánicas del Oligoceno medio hubo erupciones esporádicas de magmas basálticos, que posiblemente fueron expulsados a través de fallas normales. Este paquete oligocénico es equivalente al "Super Grupo Volcánico Superior" de Durango (McDowell y Keizer, 1977) y a la Secuencia Volcánica Superior de Chihuahua (Cameron et al., 1980). A partir del Mioceno hubo erupción de lavas de composición basanítica a través de fallas o fracturas tensionales (Campo Volcánico Los Encinos; Aranda y Luhr, 1990). La actividad volcánica alcalina continuó durante el Plioceno y Pleistoceno, causando la formación de pequeños conos cineríticos y derrames de lava asociados, y erupciones freatomagmáticas que produjeron grandes cráteres (maares). En la región, se considera que las fuentes de estos basaltos están íntimamente relacionados a la

intersección del Graben de Villa de Reyes con otras estructuras de carácter regional (Aranda *et al.*, 1983; Tristán, 1986). Estos volcanes contienen xenolitos de lherzolita de espinela provenientes del manto y de granulitas feldespáticas procedentes de la base de la corteza (Aranda y Luhr, 1990). Las lavas basaníticas descansan sobre las rocas cretácicas, terciarias y/o sedimentos lagunares o gravas continentales del Cuaternario (Ferrusquía, 1988, citado por Luhr *et al.*, 1989).

3. GEOMORFOLOGIA

El área de estudio se localiza en la provincia fisiográfica de la Mesa Central (Raisz, 1964). La porción donde se hizo el análisis geomorfológico regional cubre una superficie de $\approx 6000 \text{ km}^2$, equivalente a seis hojas de INEGI a la escala de 1: 50,000 (Figura 3). De acuerdo a las características observadas en los mapas hipsométrico y de red de drenaje, el área se dividió en seis zonas o unidades geomorfológicas (Láminas 1, 2). Dentro del área (i.e. en la región de Tepetate y sus alrededores) se observaron rasgos geomorfológicos característicos de estructuras volcánicas, principalmente de derrames de lavas riolíticas, que tienen en algunos lugares el relieve y el drenaje característicos de domos volcánicos.

Para su descripción, el área fué dividida en las siguientes unidades geomorfológicas:

1. Altiplano de Tepetate-Villa de Arriaga-Pinos.
2. Sierra de San Miguelito.
3. Valle de Bledos.
4. Sierra de Bledos.
5. Serranías de Villa de Arriaga.
6. Sierra de Pinos.

3.1 El Altiplano de Tepetate-Villa Arriaga-Pinos (unidad 1, Láminas 1 y 2).

Esta unidad presenta un relieve moderado, con elevaciones entre 2150 a 2300 msnm. En este estudio se considera arbitrariamente que la curva de nivel de 2150 m delimita lo que es el altiplano. Esta extensa altiplanicie tiene una dimensión aproximada de 25 km de anchura por 50 km de longitud. Está cubierta por espesores variables de material aluvial. Las prominencias que sobresalen sobre la altiplanicie corresponden a mesetas alargadas, producto de las acumulaciones de materiales volcánicos y que se han preservado por erosión diferencial. También existen cerros aislados, principalmente hacia la porción oriental de esta unidad geomorfológica, que corresponden a los domos riolíticos del área de estudio y a las partes distales de derrames riolíticos. En las inmediaciones de los poblados de La Estrella y El Obraje se observa una serie de lomerios de poca altura, constituidos por gravas, arenas y "ventanas" pequeñas de sedimentos marinos de edad mesozoica. El drenaje en el altiplano es de tipo endorréico, está pobremente desarrollado y tiende a desaparecer hacia la parte central. La profundidad de disección de los cauces es pequeña, y la mayoría de los arroyos es intermitente y con cauce principal descarga en lagunas pequeñas sobre el altiplano, o llegan en la depresión que da origen a la Laguna de Sartenejo. En

términos generales, la red de drenaje de la meseta se puede clasificar como un patrón dendrítico incipiente, a diferencia de la red que se forma en las prominencias, donde los cauces son efímeros y de fondo rocoso, su arreglo se puede calificar como dendrítico-paralelo (véase unidad 2, en Lámina 2).

3.2 Sierra de San Miguelito (unidad 2, Láminas 1 y 2).

Esta unidad geomorfológica está conformada por un conjunto de serranías alargadas con una orientación N45-55°S. Su anchura total varía entre 20 y 25 km, con elevaciones mínimas de 1900 y máximas de 2900 msnm. Los valles de San Luis y de Villa de Reyes se encuentran limitando a esta unidad en sus porciones oriental y meridional. El límite de los valles está aproximadamente delineado por la curva de nivel 1850 msnm. El Valle de Villa de Reyes tiene una longitud de 200 km y una anchura promedio de 15 km (Tristán, 1986).

En la Sierra de San Miguelito se presentan acantilados hacia el valle de Villa de Reyes. El patrón de drenaje en las serranías es de tipo paralelo, controlado por fracturas de orientación general NW-SE (Lámina 2). La longitud promedio de los arroyos es de 8 km y la densidad de drenaje es alta, en comparación con la que se observa en la unidad 1. Hacia la porción septentrional de la Sierra de San Miguelito la

densidad de drenaje es menor que en la porción meridional; se cree que esto es debido al control estructural. En general, en la Sierra de San Miguelito los cañones son profundos, sin formación de suelo residual lo que se interpreta como evidencia de un erosión activa. El lecho rocoso de esta unidad geomorfológica está conformado por derrames volcánicos; hacia su parte central se encuentra la Depresión del Peaje que fué rellenada por una secuencia de ignimbritas riolíticas y depósitos volcanicoclásticos (véase Lámina 7 en este estudio y Tristán, 1986). En la porción NW de la serranía se encuentran los domos riolíticos del Cerro Grande. Los domos de la Sierra de San Miguelito se encuentran en el extremo suroriental de la sierra.

El límite noroccidental de la Sierra de San Miguelito esta marcado aproximadamente por la curva de nivel 2200 que separa a la sierra del Valle de San Martín, que se encuentra relleno por material aluvial, en el que sobresalen algunas prominencias de rocas volcánicas. En el Valle de San Martín el drenaje es escaso, con un patrón dendrítico, y los arroyos principales fluyen hacia el Valle de Ahualulco. El Valle de Ahualulco se encuentra en la porción septentrional de esta unidad geomorfológica. Las sierras aledañas al Valle de Ahualulco se caracterizan por tener muy poca pendiente, presentan un drenaje con patrón dendrítico incipiente, con una longitud aproximada de 20 km en los cauces principales.

Los arroyos son de fondo rocoso y efimero y drenan hacia la porción nororiental de la unidad.

3.3 Valle de Bledos (unidad 3, Láminas 1 y 2).

Se localiza al SE de la unidad 1. Está limitado por dos alineamientos paralelos que son evidentes tanto en el mapa hipsográfico (Lámina 1) como en la imagen Landsat. Su orientación predominante es NW 30-40° SE y tiene un ancho promedio de 7 km (Labarthe et al., 1982; Tristán, 1986; Aranda et al., 1989). El Valle de Bledos tiene una elevación promedio de 1950 msnm. Presenta un grado de erosión alto, en donde se observa un drenaje dendrítico, que forma cañones profundos, algunas veces con paredes escarpadas. Esta unidad fué rellenada por tobas riolíticas del Terciario medio (Formación Panalillo). En el valle también hay remanentes de rocas basáltica del Terciario Superior (Tbc, Lámina 3). Su extremo suroccidental, hacia el Valle de Villa de Reyes, está totalmente cubierto por material aluvial (Lámina 3).

3.4 Sierra de Bledos (unidad 4, Láminas 1 y 2).

En la porción meridional del área existe una serranía con pendientes suaves, conocida como la Sierra de Bledos. Tiene una elevación mínima de 2150 msnm y máxima de 2600 msnm. Su límite aproximado con la unidad 1 es la curva de

nivel 2200. La Sierra de Bledos presenta un relieve moderado hacia su porción occidental, que se hace un poco más abrupto en su parte oriental. Los arroyos en su extremo oriental tienen un patrón dendrítico, y drenan hacia el Valle de Bledos; los cauces principales escurren hacia el Valle de Villa de Reyes. En la porción occidental de la Sierra de Bledos el drenaje es dendrítico a ligeramente anular y en lugares específicos tiende a ser radial, ya que está asociado a geoformas dómicas de origen volcánico. La mayoría de estos arroyos drena hacia el altiplano Tepetate-Villa de Arriaga-Pinos. El grado de erosión en la Sierra de Bledos es moderado a alto, hacia los alrededores de la unidad se encuentran depósitos de material aluvial.

3.5 Serranías de Villa de Arriaga (unidad 5, Láminas 1 y 2).

Los rasgos más prominentes en la unidad son tres geoformas; dos de ellas son semejantes en su forma, aunque difieren en dimensión. La mas pequeña Cerro El Gallo, cubre un área aproximada de 9 km², la mayor Mesa de Morenos tiene una superficie aproximada de 100 km² (Lámina 1); ambas tienen una elevación mínima de 2200 msnm y máxima entre 2500 y 2600 msnm. Tienen una forma elíptica con su eje mayor orientado norte-sur. Su drenaje es del tipo radial. Los principales arroyos fluyen hacia la porción SW de estas geoformas. La Mesa de Morenos presenta una topografía truncada.

aproximadamente en la curva de nivel 2200 en su porción E, que la separa de la unidad 1. Esta curva posiblemente coincide con una estructura tectónica con orientación N-S, provocada por fallamiento. La base de estas geoformas está cubierta hacia sus flancos por material aluvial. Tanto el Cerro El Gallo como La Mesa de Morenos están constituidos por rocas volcánicas del Terciario medio que cubren discordantemente a sedimentos marinos del Cretácico Superior (Waitz, 1922; Aguillón, 1983). En la porción SW de la unidad se encuentra otra geoforma ovalada, Mesa El Toro, alargada en dirección NE-SW con elevación mínima de 2200 y máxima de 2500, con un relieve suave. La Mesa El Toro presenta un drenaje poco profundo del tipo dendrítico que fluye hacia su porción E.

3.6 Sierra de Pinos (unidad 6, Láminas 1 y 2).

En la Sierra de Pinos se localiza una geoforma ovalada que se encuentra aproximadamente delimitada por la curva de nivel 2400 y que tiene una elevación máxima de 2950 msnm. El drenaje en esta forma es del tipo dendrítico y radial, poco profundo, con una densidad alta. Los cauces principales miden entre 10 y 15 km de longitud. La topografía es de moderada a abrupta. La Sierra de Pinos está formada principalmente por rocas volcánicas del Terciario medio que descansan

discordantemente sobre sedimentos marinos del Cretácico (Lámina 3).

3.7 Discusión.

Analizando el relieve y el patrón de drenaje se observa que a nivel regional es posible identificar geoformas dómicas, que sobresalen sobre los valles. Estas estructuras fueron formadas por eventos volcánicos, principalmente por la expulsión de derrames riolíticos viscosos. Observando las características del relieve y drenaje en los domos riolíticos del Cerro El Gato (DEG) y Cerro Silva (DCS) los cuales, sin lugar a duda, son domos exógenos, es posible inferir los rasgos característicos de estas estructuras en los mapas hipsométrico e hidrográfico (Láminas 1, 2). El rasgo más sobresaliente de estas estructuras volcánicas es su forma algunas veces circular, otras ovalada, con drenaje radial centrifugo o radial anular que, en ciertas ocasiones, se expresa aún a pesar de las diaclasas o fracturas regionales. Estas características se llegan a observar en los cerros Los Huacales, Los Herrera y Los Sauces, en la porción noroccidental del área; en el Cerro Grande de la Sierra de San Miguelito; en la Mesa de Morenos y el Cerro El Gallo en las inmediaciones de Villa de Arriaga; en los cerros Las Siete Vueltas al sur de Santiago, El Lobo y Rincón Reina cerca del área de Tepetate. Estos últimos, son domos

riolíticos bien documentados (Burt, D.M., comunicación personal). Todas estas estructuras sólo varían en sus dimensiones.

En los mapas hipsográfico e hidrográfico, además se observa que existe una tendencia de los rasgos geomorfológicos a orientarse con dirección N30-40°W. Se infiere que esto es en respuesta a un patrón tectónico que controla los cauces principales de los arroyos, especialmente en la Sierra de San Miguelito (área 2, Láminas 1 y 2) y que, posiblemente, esté asociado a fallas normales y fracturas desarrolladas durante el Terciario medio y tardío. Se considera que el emplazamiento de los domos volcánicos del área está íntimamente relacionado al patrón tectónico regional N30-40°W que controló el desarrollo de drenaje y a estructuras volcano-tectónicas que se formaron en esta porción de la Mesa Central durante el Oligoceno medio (Fosas tectónicas de Bledos y Enramadas).

4. GEOLOGIA LOCAL

4.1 Forma y dimensión de los domos

En los alrededores del área de Tepetate se han encontrado domos riolíticos. Dos de estas estructuras son los domos del Cerro El Gato (DEG) y del Cerro Silva (DCS), ambos cubren un área aproximada de 80 km². El DEG tiene una superficie de afloramiento de ≈28 km², es de forma aproximadamente circular, con un radio promedio de 3 km. El DCS es semicircular a elíptico, con un diámetro menor aproximado de 4 km y el mayor de 6 km. Cercano a estas grandes estructuras se encuentran otros dos domos más pequeños: el Cerro Reina y Cerro El Lobo. El Cerro Reina tiene una forma más o menos circular, con un radio promedio de 1 km, y el Cerro El Lobo muestra una forma elíptica, con diámetros de 2 y 0.5 km, respectivamente (Lámina 1). En el área de los domos de El Gato y Silva se identificaron dos unidades litoestratigráficas: la Riolita San Miguelito y la Riolita Panalillo (Labarthe et al., 1982).

4.2 Litología

Riolita San Miguelito

Esta unidad fué definida originalmente como un derrame de lava, color gris claro, textura holocristalina, porfídica,

con matriz afanítica. En la Riolita San Miguelito frecuentemente se observa foliación primaria y pliegues de flujo. Sus afloramientos en general presentan una estructura columnar, provocada por el desarrollo de diaclasas en la roca. Comúnmente contiene algunas cavidades con minerales de "fase de vapor" como cuarzo, topacio, especularita y casiterita. Usualmente contiene alrededor de 20% de fenocristales de 2-4 mm de longitud de sanidino y cuarzo en una proporción 1:1, con magnetita diseminada en la matriz, parcialmente alterada a hematita. El sanidino se presenta euhedral y el cuarzo es subhedral a anhedral. La matriz está casi totalmente desvitrificada (Labarthe et al., 1982).

De acuerdo a los análisis químicos hechos en rocas colectadas en esta unidad (Labarthe et al., 1982) y a la clasificación de Peccerillo y Taylor (1976), es una riolita rica en K. La edad de esta unidad, determinada mediante un sólo fechamiento por el método de K-Ar es de 30.0 ± 1.5 Ma (Labarthe et al., 1982).

La Riolita San Miguelito en el DEG consiste de una roca color gris claro a café rojizo, con un contenido de fenocristales entre 20 y 30%. La proporción relativa de estos es cuarzo>sanidino. El tamaño de los fenocristales oscila entre 2 y 4 mm. La roca también contiene algunos fenocristales de biotita. Las lavas presentan textura porfídicas. Los fenocristales son euhedrales a subhedrales.

En los centros de expulsión la matriz es principalmente vítrea o merocristalina. En las márgenes del domo las rocas se encuentran totalmente desvitrificadas. La riolita contiene cavidades miarolíticas rellenas con minerales producto de cristalización de fase de vapor (Figura 5); los minerales identificados son: cuarzo, hematita y topacio; frecuentemente estas cavidades se encuentran alineadas a lo largo de la foliación primaria del derrame.

En el DCS, que ocupa la parte norte del área de estudio, se determinó que los derrames que conforman el domo son semejantes a la Riolita San Miguelito. La roca de estos derrames es de color gris claro, que contiene entre 25 a 35% de fenocristales de cuarzo y sanidino de 2 a 4 mm de longitud. Además, presenta algunos fenocristales de biotita, que algunas veces se encuentra parcialmente reemplazada por óxidos de Fe (Figura 6). La textura de las rocas es inequigranular-porfídica, con una matriz totalmente desvitrificada (Figura 7, 8), presentando en las foliaciones de los derrames calcedonia, fierro especular y topacio (Figura 5), como producto de la cristalización en fase de vapor. En la porción SE del DCS aflora una brecha monolitológica con fragmentos de lava desde 10 cm hasta 1 m de diámetro (Figura 9), que pudiera representar la brecha basal de la estructura.

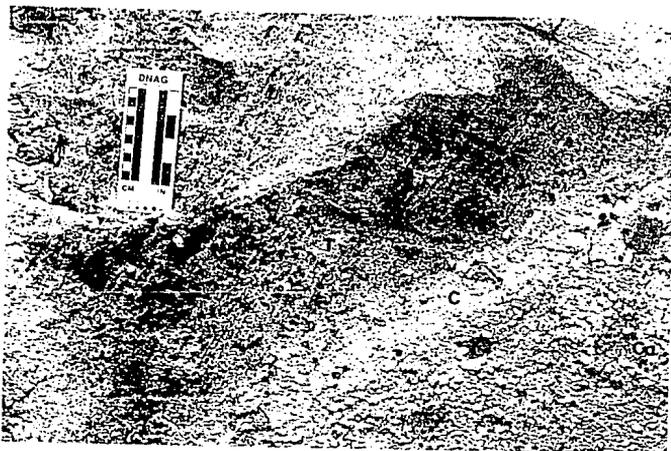


Figura 5. Minerales cristalizados durante la fase de vapor a lo largo de fracturas o en la foliación de la Riolita San Miguelito. Se muestra calcedonia (Ca), cuarzo (C) y topacio (T). La foto fue tomada en el Domo El Pájaro fuera del área.



Figura 6. Fotomicrografía en la que se aprecia el reemplazamiento de biotita por óxido de Fe, donde se muestra cuarzo (C), sanidino (S), biotita alterada (Bio); se utilizó luz plana polarizada. Muestra S5B, área de fotografía 3.2 x 2.4 mm.

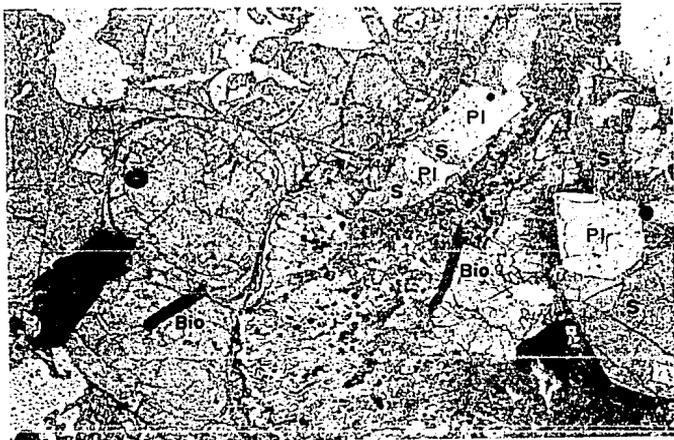


Figura 7. Fotomicrografía mostrando desvitrificación incipiente, en donde se observan fracturas perliticas. Se utilizó luz plana polarizada, se observa sanidino (S), plagioclasa (Pl), biotita (Bio), zircón (Z); muestra DEG-4, área de la fotografía 3.2 x 2.4 mm.

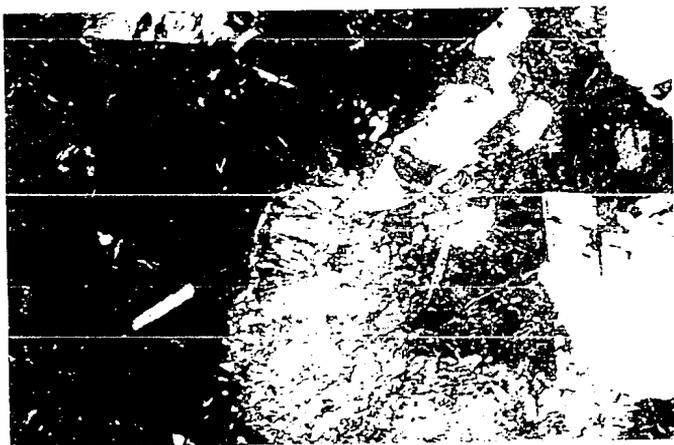


Figura 8. Microfotografía anterior tomada con nicoles cruzados. Área de fotografía 3.2 x 2.4 mm.

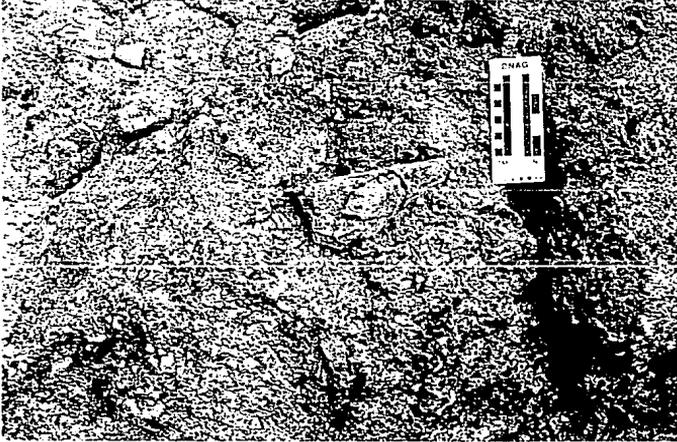


Figura 9. Brecha basal del Domo Cerro Silva, se encuentra en la porción SE de la estructura.

En la zona intermedia entre DEG y DCS el derrame de lava riolítica es un vitrófido de color negro, algunas veces parcialmente desvitrificado. En varios lugares llega a tener litofisas hasta de 20 cm de diámetro, rellenas de calcedonia (Figura 10). Estas estructuras indican que durante el enfriamiento de las lavas se liberó vapor. La desvitrificación de la lava característicamente se presenta en forma de esferulitas constituidas por arreglos radiales y/o concéntricos de sanidino, cuarzo y cristobalita micro- a criptocristalinos, que se forman alrededor de los fenocristales (Huspeni et al., 1984).

Aunque no se hicieron análisis químicos de las rocas colectadas en los DEG y DCS, los magmas que dieron origen a estas estructuras tuvieron un alto contenido de flúor, lo cual es indicado por la presencia de cristales euhedrales de topacio $Al_2SiO_4F_2$ (Figura 11). Este silicato generalmente se forma durante la desvitrificación que puede suceder simultáneamente al enfriamiento de la lava, adentro de cavidades litofísicas, a lo largo de fracturas y planos de la foliación de flujo. La presencia de topacio en la lava desvitrificada señala que al menos 0.1-0.2% de flúor original del magma quedó atrapado dentro del vitrófido (Burt et al., 1982). Las riolitas topacíferas son rocas altamente diferenciadas a partir de magmas silícicos, las cuales son magmas enriquecidos en flúor y elementos incompatibles

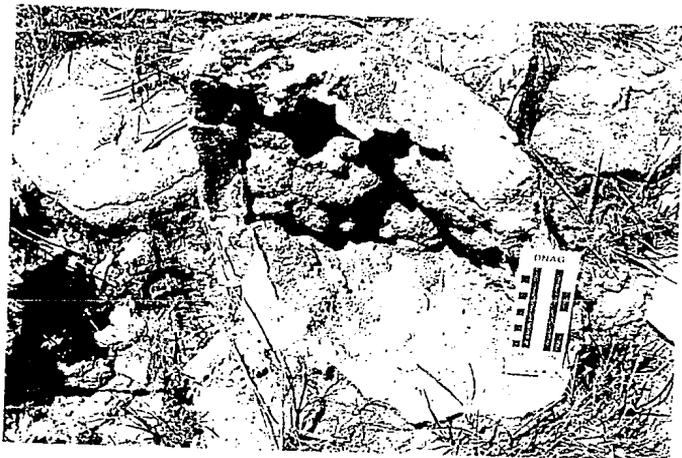


Figura 10. Desvitrificación de la roca, evidenciada por litoñis grandes, rellenas de calcedonia. Porción SW del Domo Cerro Silva.



Figura 11. Cristales euhedrales de topacio. Parte oriental del Domo El Gato.

litófilos, incluyendo Be, U, Th, Li, Rb, Cs, Nb, Ta, W y Sn. A las riolitas topacíferas se asocian depósitos minerales que consisten de varias combinaciones de F, Be, U, Sn, Mo, W, Li y otros metales raros (Burt y Sheridan, 1981; Burt et al., 1982). Según Webster y colaboradores (1987), el contenido de F aumenta conforme sucede la cristalización de las fases libres de flúor (i.e. todas las fases mineralógicas de la roca, excepto fluorita, biotita y topacio). Webster y Halloway (1990) han considerado que en algunos magmas puede ocurrir un enriquecimiento extremo en F (> 4%) y Cl (>5,000 ppm). Estos elementos se concentran en los fluidos hidrotermales magmáticos, lo que sucede durante las fases finales de cristalización de magmas riolíticos topacíferos y magmas asociados a depósitos de molibdeno tipo Climax.

Se considera que una parte de los magmas riolíticos que dieron origen a las rocas del CVSLP, son muy semejantes a las riolitas topacíferas que Burt y colaboradores (1982), Christiansen y otros (1986), han considerado como un tipo especial de riolita con alto contenido de sílice y cantidades anormales de flúor y elementos incompatibles tales como Li, Rb, Cs, U, Th, Nb, Ta, Sn, W y Be. Estas rocas son singulares ya que dado su alto porcentaje de tierras raras, pueden ser consideradas desde el punto de vista geoquímico como "pegmatitas extrusivas". Por otro lado, por su contenido de

agua relativamente bajo, deberían estar en el otro extremo del espectro de concentración de elementos litófilos, formado por cristalización fraccionada del magma granítico (Burt et al., 1982). Las riolitas topacíferas pueden contener granate, bixbyita, pseudobrookita, hematita y fluorita en cavidades o en la matriz desvitrificada. Todas estas fases suelen formarse durante la cristalización de fase de vapor. Los fenocristales magmáticos llegan a constituir hasta un 40% de la roca, e incluyen sanidino, cuarzo, plagioclasa sódica (generalmente oligoclasa), biotita rica en hierro y flúor. Hornblenda rica en Fe o clinopiroxeno se encuentra en algunas lavas. Minerales accesorios comunes son magnetita, ilmenita, zircón, apatito, allanita y fluorita (Christiansen et al., 1986).

En el DEG se observó que la parte superior del derrame, sobre todo en la parte N y E del domo, contiene un alto porcentaje de cristales de topacio, lo cual se considera indicativo de concentración de volátiles con un alto contenido en flúor en esa área. El topacio se encuentra distribuido uniformemente en todo el DCS. La presencia de topacio en ambas estructuras y su cercanía sugieren que la lava de los dos domos puede provenir de una misma cámara magmática, y que estos pudieron formarse en un lapso de tiempo relativamente corto, aunque no necesariamente con simultaneidad.

Riolita Panalillo

En la porción centro-occidental del área de estudio, cubriendo los derrames de la Riolita San Miguelito, se encuentran afloramientos pequeños de la Riolita Panalillo a la que Labarthe y colaboradores (1982) determinaron una edad por K-Ar de 26.8 ± 1.3 Ma. La Riolita Panalillo en su localidad tipo está formada por un conjunto de rocas que, en su base, tiene una toba depositada del aire, de color crema a ligeramente rojiza, bien estratificada, en capas gradadas de 5 a 30 cm de espesor. El tamaño de grano de este miembro basal varía de muy fino a arenoso, con abundancia de líticos de 2 a 10 cm. Contiene de 5 a 15% de fenocristales de sanidino, cuarzo y plagioclasa, en una matriz de grano fino que consiste de esquirlas de vidrio y fragmentos de pómez sin deformar. En su parte superior, la Riolita Panalillo presenta otros dos miembros. El inferior es una toba de derrame piroclástico eutaxítico, bien piroconsolidada, de color café rojizo a café claro, o rosa, con textura merocristalina-porfídica. Contiene 5 a 10% de fenocristales de 1-2 mm de longitud de cuarzo y sanidino, en una matriz parcialmente desvitrificada, constituida por esquirlas de vidrio, pómez colapsada y fragmentos líticos aislados. El miembro superior de la Riolita Panalillo fué descrito por Labarthe y colaboradores (1982), como una ignimbrita, color gris

rosáceo, café o gris rojizo, con textura eutaxítica merocrystalina-porfídica. Contiene 10-15% de fenocristales de 1-4 mm de largo de cuarzo, sanidino y algunas plagioclasas. La matriz está casi totalmente desvitrificada y presenta numerosas esferulitas de 2-12 mm de diámetro, rellenas de cuarzo, zeolitas y/o de calcedonia.

Dentro del área de Tepetate, en la parte septentrional del DEG, existen unos afloramientos aislados de ignimbrita que se consideran como Riolita Panalillo. Se encuentran sobreyaciendo a la Riolita San Miguelito del DEG y DCS. En la porción NW del área, la Riolita Panalillo consta, en la base, de una capa de toba de grano fino, color blanco a ligeramente amarilla, con fragmentos de pómez sin colapsar y esquirlas de vidrio con un espesor de 1 a 2 m. Este miembro está cubierto por una ignimbrita piroconsolidada, que contiene 5% de fenocristales de cuarzo, sanidino y plagioclasa. En la base de esta ignimbrita la matriz es vítrea y en la cima se encuentra totalmente desvitrificada; presenta pómez colapsada y esferulitas con cristalización de fase de vapor. En Tepetate la Riolita Panalillo cubre una falla que afectó únicamente a la Riolita San Miguelito. En la zona de falla se presenta material brechoide y oxidado, cubierto por el vitrificado de color verde de la ignimbrita que, a su vez, se encuentra basculada 15° al NE.

Entre los domos de El Gato y Silva aflora roca

ignimbrítica con una piroconsolidación densa, con 5 a 10% de fenocristales de cuarzo y sanidino, y que presenta fragmentos de pómez colapsados de 3 a 5 cm de longitud. En un solo afloramiento está cubierta concordantemente por una toba de derrame piroclástico sin piroconsolidación, con fragmentos de cristales de cuarzo y sanidino y líticos angulosos desde 2 hasta 10 cm de diámetro (Figura 12). Ambos miembros presentan un basculamiento entre 20°-25° al NE.

Se considera que la Riolita Panalillo cubrió pequeñas depresiones entre los volcanes de la Riolita San Miguelito (DEG y DCS). El basculamiento observado en la ignimbrita aparentemente fué provocado por fallamiento post-oligocénico.

Huspeni y colaboradores (1984) hacen énfasis en la asociación entre algunos domos e ignimbritas riolíticas, consideran que ambas rocas provienen de la misma fuente y que las ignimbritas jugaron un papel importante en la mineralización de Sn. En otros lugares, aparentemente las relaciones de campo entre los domos y las ignimbritas sugieren que ambas rocas se depositaron en un lapso corto y que son cogenéticos. En el área de Tepetate, si la ignimbrita cartografiada es parte de la Riolita Panalillo, y si las edades de K-Ar obtenidas en otros lugares para Riolita San Miguelito y Riolita Panalillo son extrapolables al área de

estudio, existe una diferencia de edad significativa, aproximadamente 3 Ma, entre la formación de los domos y el depósito de la ignimbrita. Por las características geoquímicas de las riolitas topacíferas, se consideró que los domos del área pudieran tener valores anómalos de elementos radioactivos (K, U, Th), por lo que se procedió a hacer un levantamiento radiométrico con un cintilómetro (Exploranium Geometrics EGG, modelo GR110). Se detectaron lecturas elevadas, hasta de 180 cps, en diferentes partes de los domos (Tabla 1); en el aluvión circundante las cuentas oscilan entre 80 y 90 cps. Asimismo, al medir la radiación en los afloramientos de la Riolita Panalillo se notó que esta es considerablemente más baja (≈ 89 cps). Es posible que la riolita que constituye los domos, Riolita San Miguelito y la ignimbrita de la Riolita Panalillo no son comagmáticas, ya que la ignimbrita, de acuerdo a su respuesta radioactiva, no presenta concentraciones altas de elementos incompatibles radioactivos, difiriendo significativamente de la Riolita San Miguelito.

4.3 Estructura

4.3.1 Características generales de los domos.

Los domos riolíticos son estructuras volcánicas formadas por la extravasación de lavas viscosas a partir de

una fuente central. Su crecimiento es endógeno, por inyección de lava dentro del cuerpo inicial. Idealmente, los cuerpos tienden a desarrollar una estructura semiesférica. Formas similares fueron producidas experimentalmente por Reyer (citado por Williams, 1932) por inyección de sustancias viscosas a través de una abertura estrecha. Así, en la mayoría de los casos, la foliación del flujo interno de la lava, son concéntricas; hacia sus márgenes la inclinación de las capas decrece gradualmente. En la parte central de las estructuras la foliación de flujo es vertical o muy inclinada. A estas estructuras se les ha dado el nombre de "estructuras de cebolla" o domo en forma de hongo (Benson y Kittleman, 1968).

Dentro de las estructuras internas de los domos riolíticos están claramente observable la foliación de derrame generada durante el estiramiento, rompimiento y disminución durante el flujo (Cas y Wright, 1988). Los derrames de lavas asociados a domos riolíticos presentan estructuras de "rampa" según Mac Donald (1972), así como pliegues en la superficie de la lava (Fink 1980). Cas y Wright (1988) consideran que la longitud de onda y la amplitud del plegamiento dependen del gradiente de temperatura y el contraste entre la superficie, viscosidad interna, el esfuerzo compresivo debido a flujo y el esfuerzo gravitacional provocado por el peso de la lava.

Las estructuras formadas por los derrames de lava riolítica tienen formas características. Así, estas estructuras se han llamado como "cóncavas hacia arriba" (Bryant, 1966), o también se han comparado a la forma de una "cuchara" o a los derrames glaciares (Christiansen y Lipman, 1966). Cerca de sus fuentes, los domos riolíticos se asemejan a una cebolla (Reyer in Williams, 1932; Bryant, 1966; Benson y Kittleman, 1968). Christiansen y Lipman (1966), mencionan la presencia de vitrófidos y consideran que estos se presentan debajo de las brechas basales o cerca de la zona de fuente. En algunos domos riolíticos jóvenes se conserva una cubierta o caparazón vítreo o brechoso (Fink, 1980, 1983; Fink y Manley, 1987). En general, los domos bien preservados presentan una brecha basal, o tienen un caparazón vítreo o brecha (Burt y Sheridan, 1987).

Christiansen y colaboradores (1986) consideran que las erupciones de lavas riolíticas topacíferas fueron extraordinariamente pasivas y observaron que la mayoría de las estructuras estudiadas poseen depósitos piroclásticos en sus bases. La importancia de estas rocas piroclásticas reside en que algunos tienen depósitos de berilio con valor económico como en Spor Mountain, Utah (Burt et al., 1982; Burt y Sheridan, 1981).

4.3.2 Características estructurales del DEG y DCS.

Los domos riolíticos que se encuentran en la porción sur-occidental de San Luis Potosí y Guanajuato aparentemente, no se asocian a depósitos de tephra y no hay expuesta evidencia de actividad explosiva (Burt y Sheridan, 1987, p. 106). Se considera que la formación de estos domos topacíferos estuvo asociada a una etapa de erupción pasiva bastante continua. Se cree que los domos simplemente fueron alimentados a través de un conducto, crecieron y simultáneamente fueron deformados de manera compleja por diferentes esfuerzos, tanto compresivos, tensionales como gravitacionales.

En el área del Tepetate, el afloramiento de la Riolita San Miguelito llega a cubrir una superficie aproximada de 60 km² (Lámina 3). Los centros de emisión del material volcánico de los domos se consideran asociadas a fallas o fisuras, con una orientación N 30-50° W, que corresponden a los alineamientos generales de la región. El Cerro Silva es un domo bien formado, con su fuente en la parte central (Figura 13, 22). La localización del conjunto alimentador se infiere a partir de la foliación de flujo cartografiada (Lámina 4) y se cree que se localiza en donde la foliación presenta las inclinaciones máximas y donde los rumbos muestran un arreglo aproximadamente concéntrico. Conforme aumenta la distancia al centro de emisión, la inclinación de la foliación va

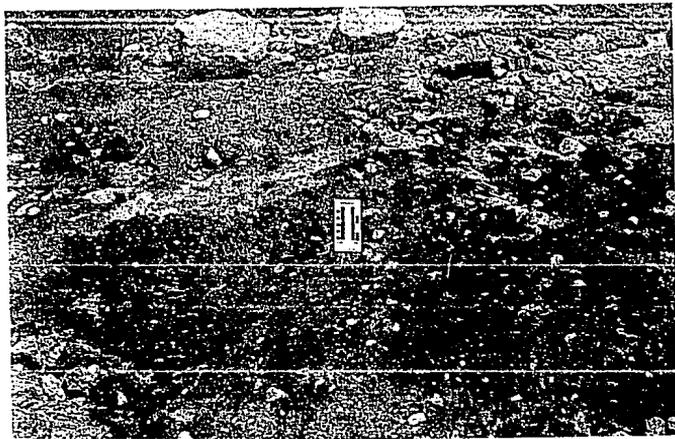


Figura 12. Toba lítica relacionada a la Riolita Panalillo. Porción SW del Cerro Silva.



Figura 13. Vista general del Cerro Silva mostrando la foliación de los derrames de lava. De acuerdo a la posición de los derrames, se considera que el centro de emisión coincide aproximadamente en la parte central de la estructura.

disminuyendo gradualmente hasta casi horizontal cerca de las partes distales de la estructura. Los derrames de lava vuelven a presentar foliación casi vertical en sus extremos más alejados de las fuentes, formando lo que se conoce como "rampas" (Figura 14).

En el DEG la fuente de emisión se localiza en la porción centro-occidental y las lavas llegaron a recorrer hasta 6 km desde el centro de emisión (Figura 22).

La forma y desarrollo de los domos dependió del aporte del material magmático, de las características reológicas de las lavas y de su contenido de flúor. Estas lavas fueron deformadas simultáneamente o inmediatamente después de su expulsión por diferentes esfuerzos provocados tanto por la inyección del magma (compresión), como la gravedad (existen evidencias de que la superficie pre-Riolita San Miguelito no era horizontal), dando como resultado estructuras de rampa (Figura 14), boudinage, líneas de tensión provocados por el enfriamiento de la lava (Figuras 15) y estrías de deslizamiento (slickensides, Figuras 16, 17). Estos rasgos se relacionan a la inflación interna de los domos (crecimiento concéntrico).

En el área del Tepetate no existe algún afloramiento grande que se considere como la base de los domos riolíticos, solo se encuentra una brecha monolitológica en la porción SE



Figura 14. Estructura de rampa mostrada por la foliación de derrame de lava.
Tomada en la parte oriental del Cerro El Gato.

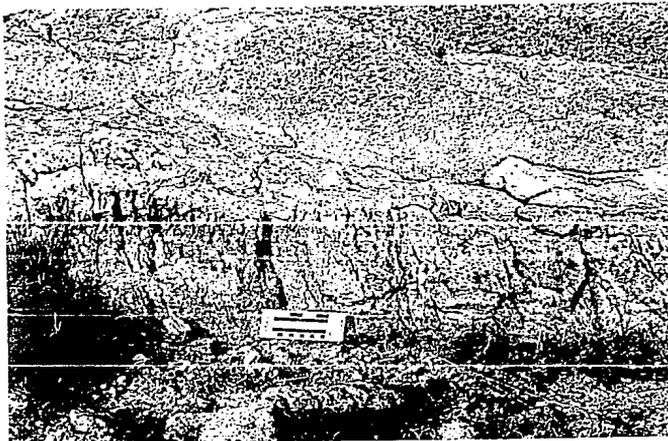


Figura 15. Líneas de tensión provocado por el enfriamiento y expansión de la
Lava. Localizada en la porción E del Domo El Gato.



Figura 16. Estrías de deslizamiento en los derrames de lava. Localizada en la parte NW del Domo El Gato.

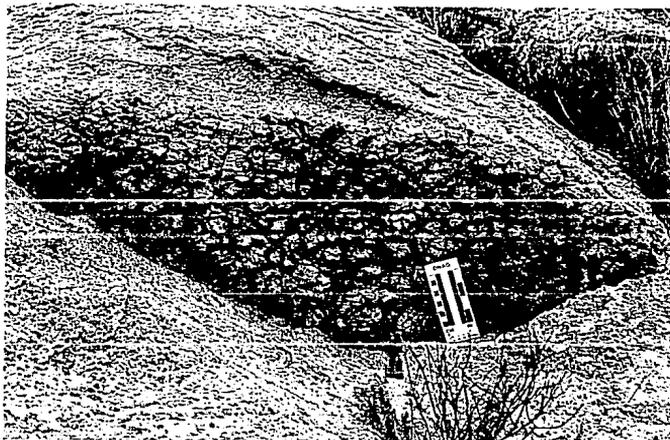


Figura 17.- Detalle de la Figura 16.

del DCS (Figura 9) y se desconoce si hay posibilidades de encontrar mineralización de berilo.

4.4 Composición química de las rocas

Las riolitas topácíferas (Christiansen *et al.*, 1986), o riolitas estanníferas (Huspeni *et al.*, 1984), tienen características geoquímicas que incluyen un contenido elevado de SiO_2 ($\geq 75\%$), Al_2O_3 (12 a 14%) y $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ($\Sigma= 8-9\%$) y bajo CaO ($<1\%$), MgO , TiO_2 ($< 0.15\%$). Su composición es metaluminosa a ligeramente peraluminosa (como un resultado probable de granate rellenando "litofisas", el cual aún no ha sido reportado en riolitas topácíferas mexicanas). En la Sierra Madre Occidental y en el oeste de los Estados Unidos de América, existen varias riolitas topácíferas ricas en F, que se asocian a mineralización de estaño y que se caracterizan por una proporción elevada de $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, casi igual a 1.5, (Burt *et al.*, 1982; Huspeni y otros, 1984; Christiansen *et al.*, 1986).

Además de estas características generales, Huspeni y otros (1984) determinaron que las rocas riolíticas asociadas a mineralización de Sn en la Sierra Madre Occidental, presentan en los vitrófidos un contenido de F hasta de 3100 ppm. Estos mismos autores consideran que las riolitas topácíferas están enriquecidas en U (10-22 ppm) y Th (34-68 ppm) comparadas a un granitoide con porcentaje bajo en Ca (U=

3 ppm, Th= 17 ppm).

Algunas muestras de los domos riolíticos que se localizan en el área del Tepetate, fueron analizadas por elementos mayores en Arizona State University (Burt, D. y Sheridan, M., com. personal, 1984). De acuerdo a los resultados obtenidos, se observa que sus características químicas son similares a las reportadas por Burt y colaboradores (1982), Huspeni y otros (1984), Christiansen y colegas (1986). Aunque las rocas de San Luis Potosí no fueron analizadas por U y Th, es posible que como otras rocas asociadas a mineralización de Sn y F, tengan un contenido alto en minerales radiactivos. Así lo sugiere el levantamiento radiométrico efectuado en el transcurso de esta investigación. Los valores obtenidos (cps) en los alrededores al complejo de domos son considerablemente mas bajos ($70 < n < 90$), que aquellos obtenidos sobre los afloramientos de riolitas topacíferas del DEG y DCS ($100 < n < 190$)

Dentro del CVSLP se conoce de la existencia de riolitas con granate en las regiones de Aqualulco y La Herradura. Estas, aparentemente no están asociadas directamente a riolitas con mineralización de topacio y/o estaño, y la relación entre estos magmas y las riolitas topacíferas constituyen otro tema de investigación interesante. En las Figuras 18, 19, 20 y en la Tabla 2, se compara el contenido

de algunos elementos mayores de las riolitas topacíferas del oeste de los Estados Unidos de América (Christiansen et al., 1986), de riolitas con estaño y/o topacio de la Sierra Madre Occidental (Huspeni y otros, 1984) y de las riolitas topacíferas colectadas en los domos cercanos a Tepetate (Burt y Sheridan, op. cit).

En general, las rocas topacíferas de San Luis Potosí son ligeramente más ricas en SiO_2 y en potasio que las de los Estados Unidos América (alrededor de 4.5 a 5.5% en peso, Figura 18) y su contenido total de alcalis ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) superior a 8.5%. La proporción de K/Na es alrededor de 1.5. Según la gráfica de SiO_2 vs. alcalis las rocas son subalcalinas (Irvine y Baragar, 1971; Figura 19). El diagrama triangular de AFM indica que son rocas calcialcalinas (Figura 20).

En resumen, las rocas analizadas del área de Tepetate, son riolitas topacíferas muy semejantes a las descritas por Christiansen y colegas (1986) y son relativamente ricas en SiO_2 y $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$, con índices de diferenciación entre 95 y 97 (Tabla 3).

4.5 Discusión

En los domos riolíticos de los cerros El Gato y Silva la cubierta vítrea ya fué erosionada. Durante la verificación de campo se cartografió una zona de vitrófido que se cree

están relacionada al conducto alimentador del DEG (Lámina 4). En contraste, el DCS presenta foliación de flujo vertical y lavas totalmente desvitrificadas en su fuente principal. Se considera que el emplazamiento de estos domos empezó con la formación de una pequeña burbuja de lava, que fué creciendo por inyección del magma a través del conducto alimentador (Figura 22). En la parte exterior de la estructura debió formarse un caparazón de vidrio. Conforme crecía el volcán se formó una autobrecha, en parte por la presión interna del magma que tendía a distender al caparazón, relativamente frágil y en parte por la deformación causada por el movimiento, pendiente abajo, de la lava. Aparentemente, la cubierta superior ya fué erosionada en las dos estructuras estudiadas, ya que no se encontraron vestigios del caparazón vítreo. La porción inferior de la brecha posiblemente se encuentra sepultada bajo los mismos derrames de lava y/o cubierta por depósitos de talud en las márgenes del complejo de domos (Figura 22). La forma actual de los domos (DEG y DCS) se debe, en parte, a la morfología inicial de las estructuras que se relaciona a la velocidad de aporte de la lava y a sus características reológicas, que a su vez, está en función de su composición, temperatura y contenido de volátiles. Por otro lado, la topografía de la superficie sobre la que se formaron los domos también debió influir en

su forma. Por último, la erosión modificó la estructura inicial, hasta darles su forma actual.

Se cree que durante las primeras etapas de formación del complejo en el lugar ahora ocupado por el DEG sucedió la expulsión de un pequeño derrame de lava, que fluyó hacia una parte más baja, localizada al poniente del domo (Figuras 21 y 22). Dicho derrame no presenta brecha ni vitrificado basal. Posteriormente, hubo el emplazamiento de otro derrame de lava de mayor volumen que simplemente creció y por gravedad fluyó hacia el norte y oriente. El DEG presenta en toda la estructura mineralización de topacio, lo que sugiere que estas lavas fueron bastante fluidas, ya que uno de los efectos del flúor en magmas ricos en SiO_2 es disminuir considerablemente su viscosidad (Wyllie, 1979, citado por Burt y Sheridan, 1981).

El emplazamiento del DCS, consistió en su primera etapa en la expulsión de un derrame que fluyó hacia las partes más bajas situadas al SW. El conducto original se encuentra en la porción SW del domo (Figura 21). Posteriormente, hubo otra expulsión de lava a través del mismo conducto y el derrame resultante creció como una burbuja que subsecuentemente se colapsó, cubriendo uniformemente el área que se encontraba alrededor de la fuente original (Figura 22). El topacio se halla distribuido prácticamente en todo el domo.

De acuerdo a la inclinación que presenta la foliación

de flujo dentro de la estructura (Figura 22) y considerando el comportamiento de los derrames riolíticos en general, se efectuó la reconstrucción de las secciones idealizadas. En base a ellas se cree que la superficie actual de erosión en los domos está alrededor de 150 m en promedio por debajo de la superficie original de las dos estructuras.

El volumen total del complejo de domos Cerro Silva-Cerro El Gato, está integrado por la suma de los volúmenes de los diferentes derrames de lavas extravasados a partir de la misma cámara magmática. Para el cálculo de volúmenes se hicieron secciones idealizadas con rumbos generales E-W, paralelas entre sí y espaciadas de manera constante (Anexo 1, Figuras 28). Para cada sección se calculó el área del derrame que se presenta en la reconstrucción. El cálculo de la superficie en dichas secciones se hizo utilizando un planímetro. El volumen comprendido entre las dos secciones localizadas en los extremos se obtuvo por medio de la fórmula del prismoide (Anexo 1). A este volumen parcial se añadieron los volúmenes de los extremos de la estructura, los cuales se supusieron de forma aproximadamente cónica. Los cálculos de los volúmenes se hicieron para una reconstrucción hipotética de los domos antes de la erosión y para el volumen actual, en base a secciones topográficas. Los volúmenes extravasados tanto del DEG y DCS son de aproximadamente 6.2 km^3 y 5.1 km^3 .

respectivamente. El volumen actual es de aproximadamente 4.3 km³ en Cerro El Gato y 3.42 km³ de Cerro Silva.

En relación a la composición química de las rocas riolíticas topácíferas del área de Tepetate SLP, y por las Figuras 18, 19, 20 se considera que son rocas muy semejantes en composición a las descritas por Christiansen et al., (1986); que son rocas con alto contenido de SiO₂ y K₂O + Na₂O, y en el área de Tepetate podrían estar asociados a elementos radioactivos de U y Th, según sus minerales radioactivos se obtuvieron índices de diferenciación entre 95 y 97% (Tabla 3).

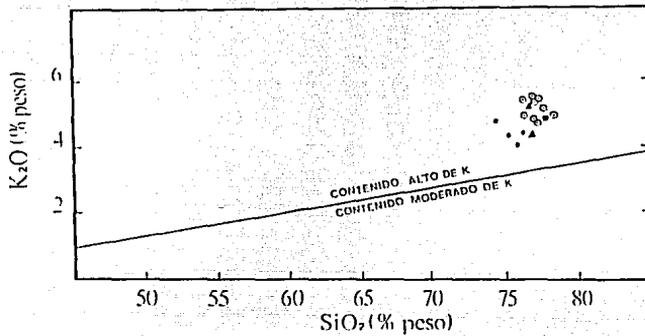


Figura 18. Gráfica de k_2O vs. sílice, de las rocas del área de Tepetate. Límite propuesto por Cameron et al., (1980).

- Riolitas topácíferas del oeste de los Estados Unidos de América. (Christiansen, et al., 1986)
- Nuevo México (Duffield et al., 1990)
- ▲ Sierra Madre Occidental (Huspeni et al., 1984)
- Complejo de Domas de Tepetate, S.L.P. (Este estudio)

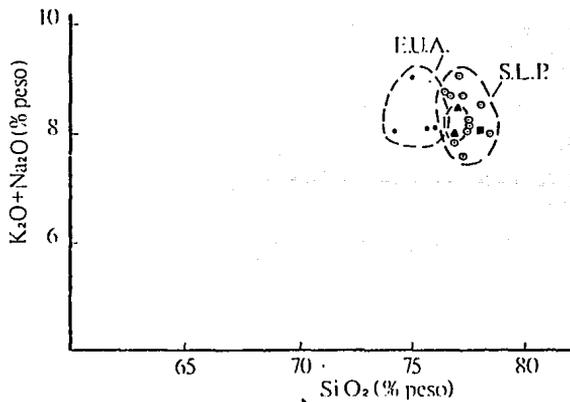


Figura 19. Gráfica de alcalis vs. sílice, comparación de ríolitas topácíferas del oeste de los E. U. A. y de S. L. P. Símbolos igual a la Figura 18.

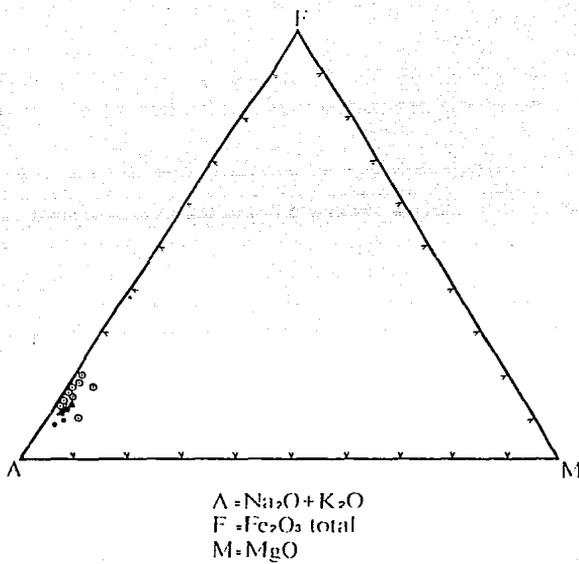


Figura 20. Diagrama AFM, comparando las riolitas topacíferas del oeste de los E. U. A. y la porción SW de S. L. P. Símbolos iguales a la Figura 18.

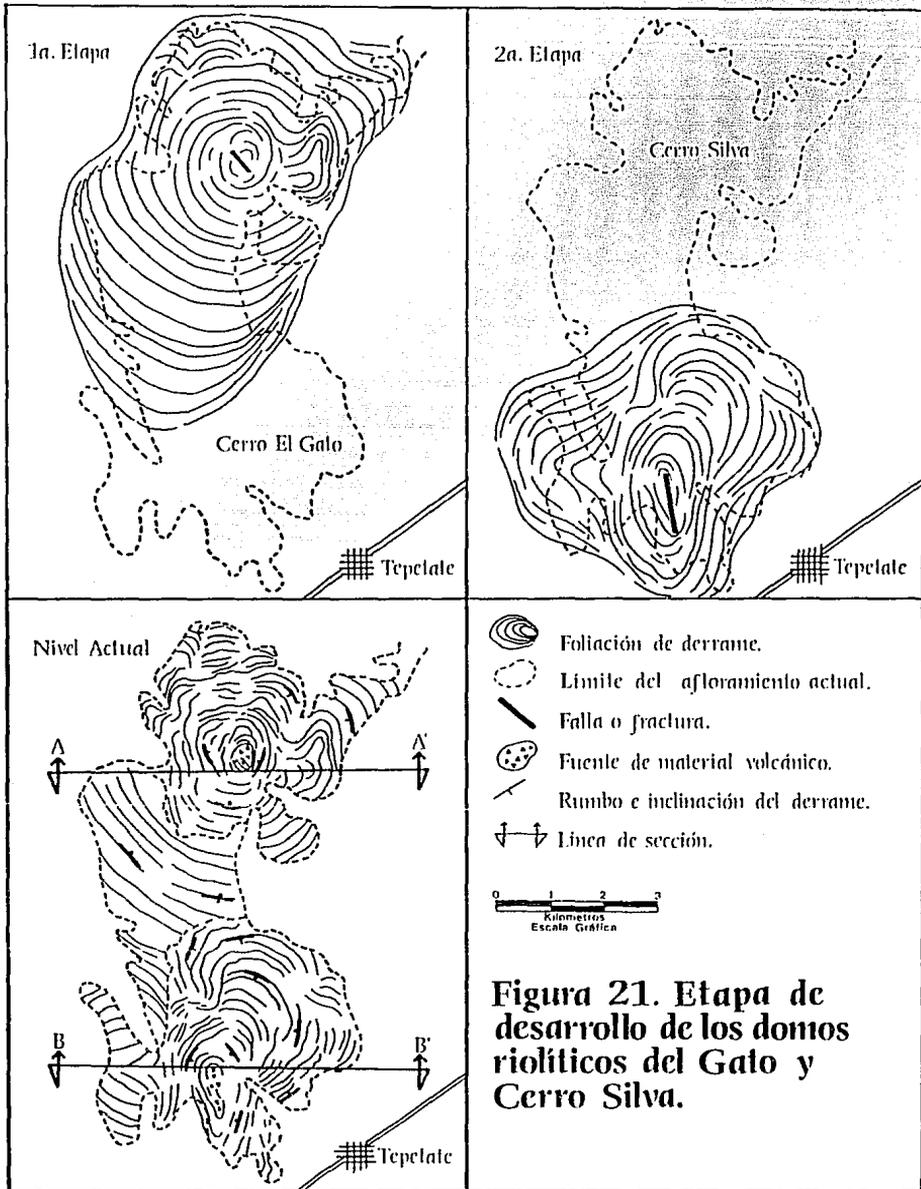


Figura 21. Etapa de desarrollo de los domos riolíticos del Gato y Cerro Silva.

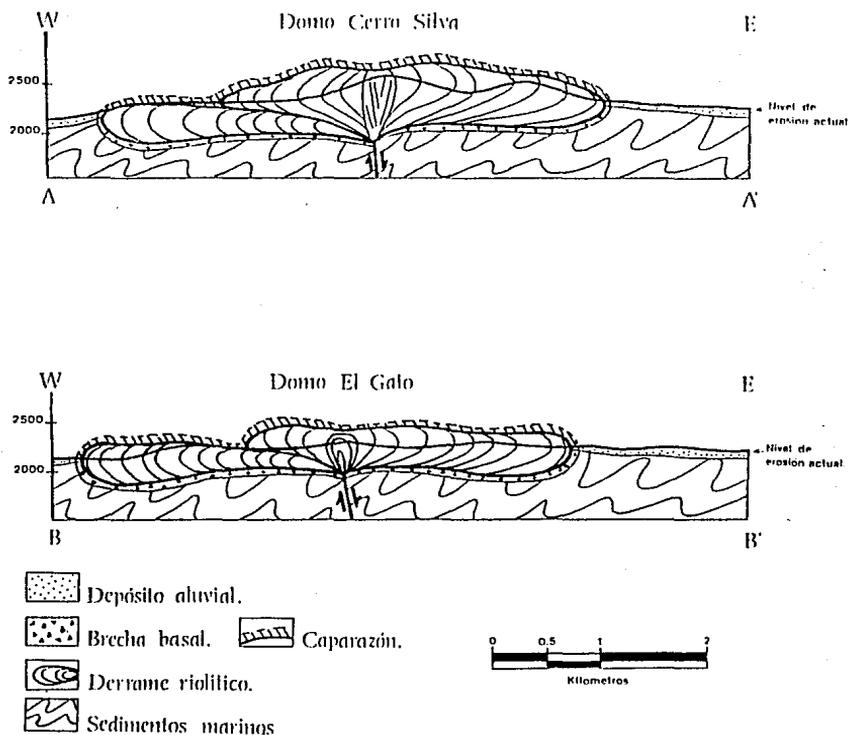


Figura 22. Sección esquemática de los domos El Gato y Cerro Silva, mostrando las etapas de desarrollo. (Escala vertical y horizontal 1:50,000).

5. MINERALIZACION EN LOS DOMOS

Las lavas riolíticas con alto contenido en flúor forman principalmente derrames y domos y, en menor proporción tobas y brechas. El contenido elevado de flúor de estas rocas está atestiguado por la presencia de topacio ($Al_2SiO_4F_2$) cristalizado durante la fase de vapor. Este mineral usualmente se encuentra en cavidades, a lo largo de los planos de pequeñas fracturas o de la foliación de flujo de los derrames (Figura 11). Las rocas topacíferas generalmente presentan un enriquecimiento de elementos litófilos tales como Li, Rb, Cs, Nb, Ta, Sn, W, U, y tierras raras, comunmente son acompañadas por depósitos de fluorita (Burt y Sheridan, 1987). Varios autores han considerado que el enriquecimiento en flúor y elementos incompatibles en las rocas topacíferas son el resultado final de cristalización fraccionada a partir de magmas ricos en flúor (Burt et al., 1982; Christiansen et al., 1986; Burt y Sheridan, 1987), producto de fusión parcial de rocas granulíticas (Christiansen et al., 1986). Así, la diferenciación magmática causó un enriquecimiento de elementos incompatibles lo cual, en algunos lugares, fué el precursor en la formación de depósitos de U, Be y mineralización de F (Webster et al., 1987).

En Spor Mountain, Utah, se ha encontrado mineralización

de Be en domos riolíticos de este tipo. Ahí las menas se encuentran en una toba sin piroconsolidación, relacionada al evento de formación del domo. Además del Be, la zona mineralizada tiene un enriquecimiento de F, Sn, W, Nb, Zn, Pb y otros metales (Burt et al., 1982; Chistiansen et al., 1986; Burt y Sheridan, 1987).

Los domos riolíticos topacíferos también se asocian a mineralización de Sn fumarólico, localizada, preferentemente, a lo largo de fracturas en la parte alta de los domos. Los depósitos de estaño también se pueden originar por disolución y erosión de los depósitos fumarólicos que producen Sn coloforne. Este tipo de yacimientos se han reportado en Nevada y Nuevo México (Burt et al., 1982; Chistiansen et al., 1986; Sillitoe y Bonham, 1984; Burt y Sheridan, 1987; Duffield et al., 1990). En muchas áreas del norte y centro de México, especialmente en los estados de Guanajuato, San Luis Potosí, Zacatecas y Durango, también se ha encontrado mineralización de Sn asociado a rocas de la Secuencia Volcánica Superior de la Sierra Madre Occidental (Foshag y Fries, 1942; Burt et al., 1982; Huspeni et al., 1984). A estos domos con mineralización de Sn en México se les ha determinado una edad de K-Ar entre 30 a 32 Ma (Huspeni y colaboradores, 1984). Las riolitas con estaño en México se encuentran a lo largo de un cinturón de 1000 km de longitud

(Pan, 1974 citado por Sillitoe y Bonham 1984).

A los domos intrusivos ricos en F puede asociarse mineralización de metales, generalmente tipo pórfidos, en los que se incluyen pórfido de Mo y W tipo Climax. Estos depósitos subvolcánicos y derrames de lavas silíceas asociadas, también se cree que son derivados de la cristalización de magmas altamente diferenciados (Burt y Sheridan, 1987).

Burt y Sheridan (1981) presentaron un modelo idealizado de las asociaciones del emplazamiento de domos riolíticos topacíferos y su relación a diversos depósitos minerales (Figura 23). Los domos topacíferos, como DEG y DCS, representan el nivel más somero de la mineralización en el sistema. En la región de Guadalcázar, SLP, se conoce un intrusivo subvolcánico al que se determinó una edad de 32 Ma (Mujica y Albarrán, 1983), de composición granítica, que tiene mineralización asociada de Mo, W, Sn, Au, Ag, F, Be, (Fries y Schmitter, 1948). Se cree que este intrusivo puede ser el equivalente subvolcánico de los domos topacíferos de la región.

Con respecto a mineralización de Sn en domos riolíticos con alto contenido en flúor, Huspeni y colaboradores (1984) hacen mención de estas estructuras en el norte de México. Ahí se presentan las menas en cuerpos de pequeño volumen, a manera de vetillas, o en forma de disseminaciones de

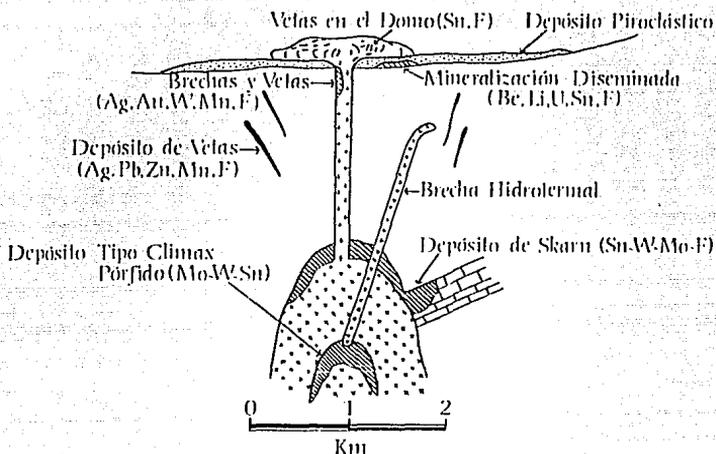


Figura 23. Modelo idealizado de tipos posibles de depósito de minerales asociado a complejos de domos riolíticos con alto contenido de sílice, según Burt y Sheridan (1981); adoptado por Sillitoe y Bonham (1984).

casiterita. La alteración de la roca encajonante consiste de caolinita, illita, feldespatos y sílice. Estos mismos autores señalan que los cuerpos minerales son domos riolíticos con cubiertas ignimbríticas que sirvieron de capas impermeables para los sistemas de mineralización. Las ignimbríticas en muchos lugares llegaron a cubrir la brecha que se forma en la parte superior del caparazón de los domos y/o de los derrames de lava asociados a ellos (Huspeni et al., 1984). Sin embargo, Duffield y otros (1984) y Burt y Sheridan (1987) no encontraron ignimbríticas riolíticas cubriendo a los domos topacíferos en los estados de San Luis Potosí y Guanajuato. Por tanto, el papel de las ignimbríticas suprayacentes no es del todo claro en la génesis de estos depósitos. Es posible que aunque las ignimbríticas no hayan participado en el proceso de mineralización, sean importantes en la prospección de estos yacimientos, ya que pudieron servir de protección para que la brecha, o parte superior de las estructuras, lugares preferentes en donde ocurre la mineralización del Sn, no fueran erosionadas.

Dentro del complejo de domos de Tepetate, principalmente en la porción sur del DEG, existen zonas con alteración hidrotermal, consistente en oxidación y silicificación muy intensas (Lámina 4). Esta alteración estuvo relacionada a la mineralización de Sn. En la parte

oriental del complejo de domos existen obras mineras pequeñas donde se extrajo casiterita. Por la distribución de las catas y zanjas, se infiere que la mineralización se presentaba principalmente hacia las partes finales de los derrames de lava (Lámina 4). La presencia de remanentes aislados de Riolita Panalillo en el área (Lámina 4), indica que es posible que esta área estuviera alguna vez cubierta por una "ignimbrita protectora".

Dentro del área de los domos El Gato y C. Silva, se tomaron mediciones radiométricas tratando de establecer si existe una relación entre este parámetro con los centros de efusión, alteración y/o mineralización. Se hicieron lecturas en otros domos cercanos como Cerro Reina, Cerro Los Pájaros, C. El Lobo, para hacer comparaciones (Anexo 2, Tabla 1). En términos generales, el número de cps registrados sobre las riolitas topacíferas ($100 < n < 190$) es considerablemente más elevado que las lecturas en los aluviones circundantes ($70 < n < 90$) y/o sobre otras unidades volcánicas (e.g., Riolita Panalillo, $n \approx 80$). Las mediciones en las riolitas topacíferas pueden variar considerablemente dentro de un área pequeña y aún entre "capas" (pseudoestratos separados por planos de foliación de flujo) contiguas. En general, se detectaron lecturas radiométricas elevadas en lo que se interpreta como los centros de emisión de las lavas riolíticas y en donde los derrames se presentan como

vitrófidos. Esto parece ser el resultado de concentraciones anormales de elementos radiactivos principalmente en fuentes de material volcánico riolítico. O bien, puede llegar a conservarse en las partes vitreas de los derrames de lava.

En los domos riolíticos topacíferos del área de Tepetate, no se observó otro tipo de mineralización como Be, W o Mo. En relación al Be, la mineralización económica usualmente se encuentra asociada a brechas formadas durante la etapa inicial de emplazamiento (Burt y Sheridan, 1987). En el complejo DEG-DCS no hay expuesto afloramiento alguno de toba en el área, o cercano a ella, por lo que no es seguro que los domos del área hayan tenido alguna etapa explosiva al iniciar su formación. Con respecto al Mo y W, estos elementos están asociados principalmente a la parte subvolcánica y a los canales alimentadores del magma. En el área de Tepetate ninguno de los domos ha llegado a un grado de erosión que permita ver estas zonas. En el intrusivo de Guadalcázar se reportó algo de mineralización de Mo y W coexistiendo con turmalina y berilo.

Los domos que se encuentran en el área de estudio y sus alrededores probablemente provienen de cámaras magnéticas someras muy diferenciadas. Esto se deduce de la composición química (elementos mayores, Tabla 2) de las rocas y del contenido alto de flúor, representado por la mineralización

de topacio y de la posible asociación de elementos radiactivos inferido de las lecturas radiométricas elevadas tomadas en estas estructuras.

En los domos riolíticos del área Tepetate-Villa de Arriaga-Pinos se han observado pequeñas catas que fueron trabajadas por gambusinos en la extracción de casiterita. En estructuras dómicas mayores como el Cerro Grande en la Sierra de San Miguelito, y Cerro Los Huacales en la región de Pinos (Lámina 1), el nivel de erosión es más profundo y se cree que en esos lugares se podrían observar sus brechas basales, lugares idóneos para la prospección de mineralización de Be. En los DEG y DCS las estructuras dómicas están muy poco erosionadas y es difícil observarles su brecha basal. En el Cerro Los Huacales hay mineralización de Au y Ag; aparentemente los domos riolíticos de esa área influyeron en el desarrollo de este tipo de yacimientos. A esta mineralización se asocia alteración hidrotermal intensa que causó silicificación y oxidación en las rocas (Aguillón, 1983).

6. TECTONICA

6.1 Introducción

Para el análisis tectónico del área y sus alrededores, se empleó una imagen de satélite Landsat 4, a la escala 1: 250,000 en banda 7, que cubre la mayor parte del CVSLP (Tristán, 1986). En ella se observan las rocas volcánicas y las estructuras asociadas a eventos volcano-tectónicos, ocurridos en la región. Varios autores han hecho énfasis en que el "grano tectónico" de las porciones meridional de San Luis Potosí y septentrional de Guanajuato está dominado por pilares y fosas tectónicas de orientación NE-SW (Graben de Villa de Reyes) y NW-SE (Graben de Bledos, de Enramadas, de Loreto, de Aguascalientes, etc.). También se ha propuesto (Labarthe et al., 1982; Tristán, 1986; Aranda, 1989; Aranda y colaboradores, 1989) que estas estructuras forman parte de la Provincia Tectónica de Cuencas y Sierras (Basin and Range Province).

Stewart (1978), en una amplia revisión acerca de la Provincia de Cuencas y Sierras, la definió como una extensa área en el oeste de Norteamérica (Figura 24), caracterizada por fallamiento normal que se formó durante el Cenozoico tardío. Morfológicamente, la provincia se caracteriza por la alternancia de montañas alargadas y cuencas aluviales (pilares y fosas tectónicas). Esta deformación afectó a

rocas del Mesozoico y del Terciario inferior y fué precedida por la intensa actividad ígnea del Terciario medio. En los EUA las fallas y fracturas extensionales del Cenozoico se distribuyen desde el borde oriental de la Sierra Nevada hasta la parte SSE de la Meseta del Colorado (Colorado Plateau), en donde forman el sistema de fosas y pilares tectónicos del Río Grande (Rio Grande Rift, Figura 25). En México comprende a las provincias fisiográficas de la Sierra Madre Occidental, Mesa Central y Mesa del Norte (Raisz, 1964). Su expresión morfológica característica desaparece en la latitud de la Faja Volcánica Transmexicana y es incierto si se prolonga o si alguna vez existió al sur de este arco volcánico continental (Henry y Aranda, 1990).

La extensión regional originada a partir del Oligoceno (Stewart, 1978), dió como resultado la formación de una serie de pilares y fosas tectónicas, con orientaciones que varían entre N 30-40° W en el oeste de los EUA. Esta tendencia cambia gradualmente hacia el NNE en el área del Río Grande (Figuras 24 y 25). En la parte central de México (extremo meridional de la provincia de Cuencas y Sierras) se desarrolló una zona en donde se formaron fosas tectónicas con una orientación al N y NW como las estructuras de Galera, Calvillo, Aguascalientes, Loreto, Palo Alto, Villa Hidalgo. En Durango y Chihuahua también ocurrió algo similar

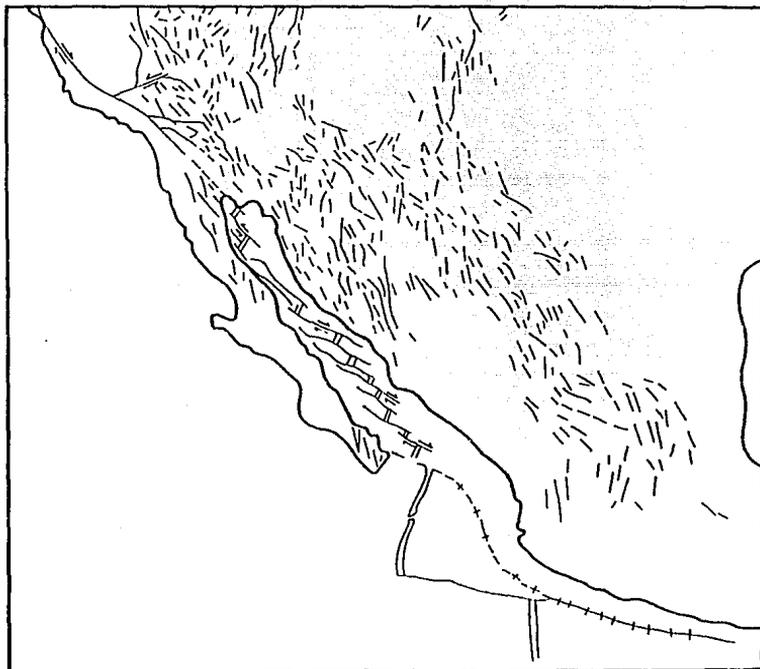
(Martínez-Ruiz, 1984; Tristán, 1986; Aranda, 1989; Aranda y colaboradores, 1989). Un factor común en todas estas áreas es que el principal pulso de la extensión fué precedido por volcanismo félsico durante el Oligoceno y que muchas de estas estructuras tienden a ser paralelas a la fosa tectónica del Río Grande (Figuras 24 y 25). Contemporáneamente a las primeras fases de la extensión, se extravasaron las riolitas topacíferas. Posteriormente, durante el Oligoceno tardío (≈ 22 Ma), Mioceno (≈ 11 Ma) y Pleistoceno (≤ 2 Ma) se expulsaron basanitas y basaltos alcalinos (McDowell y Keizer, 1977, Aranda y Luhr, 1990, Aguirre-Díaz y McDowell, 1991).

Bott (1981) propuso un modelo para la formación de fosas tectónicas asociadas al volcanismo intracontinental. En él considera que el volcanismo ocurre bajo condiciones de extensión cortical, en regiones de flujo térmico alto. Esto desarrolla un conjunto de fallas y fracturas en la parte de la corteza conocida como capa frágil o quebradiza. En la capa inferior conocida como corteza dúctil, aproximadamente entre los 10 y 25 km de profundidad, la extensión es disipada por deslizamiento. En la corteza frágil se producen rupturas y es penetrada por intrusiones magmáticas de composición química variada. Las fracturas abiertas sirven además como conductos para la convección hidrotermal y ascenso de flujo térmico. De acuerdo a este modelo, durante la etapa preliminar al fallamiento y combamiento de la capa frágil en una región

extensa es el ascenso del manto, con la consecuente fusión parcial por disminución de la presión a temperatura constante. Estos magmas ascienden a manera de diapiros a lo largo de la región afectada. Así, la litósfera puede ser adelgazada en poco tiempo, dándose como resultado combamiento, ruptura y volcanismo (Figura 26).

Dentro de la Mesa Central, hubo formación de fosas y pilares tectónicos asociadas al volcanismo félsico del Oligoceno (Tristán, 1986). Fix (1975), analizó temblores ocurridos en Chiapas y empleando curvas de dispersión de velocidades para una trayectoria a través del centro de México, propuso que la corteza en esta porción del país tiene un espesor promedio de 30 km. Por tanto, existe una semejanza entre la Mesa Central y la porción estadounidense de provincia Basin and Range, principalmente con la fosa tectónica del Río Grande en lo que se refiere a edad y magmatismo (Seager y Morgan, 1979).

Por medio del análisis de mediciones de flujo de calor hechas en el oriente de Chihuahua, Durango y centro de Zacatecas, Smith y Jones (1979) sugirieron la posibilidad de un rift discontinuo con orientación NW-SE a través de la Mesa Central, el cual desaparece gradualmente hacia la Sierra Madre Occidental. Estos autores estimaron que la isoterma de 1000°C marca la zona de fusión parcial y que esta se



⇌----- Falla Transcurrente o de movimiento a rumbo.

Figura 24. Distribución de fallas extensionales del Cenozoico, provincias de Sierras y Cuencas (Basin and Range), según Stewart (1978).

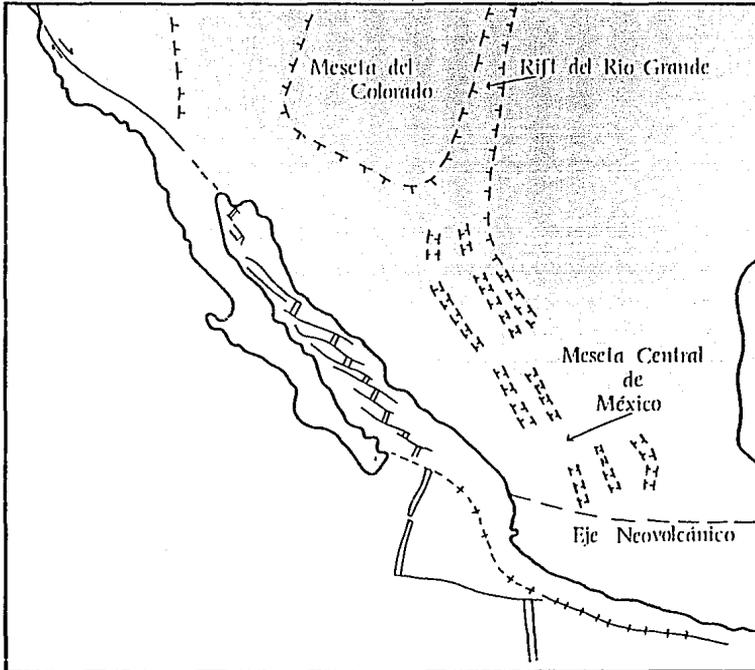


Figura 25. Modelo idealizado de la Tectónica de México, mostrando la zona extensional (Tomado de Ingersoll,1982;modificado por Tristán;1986).

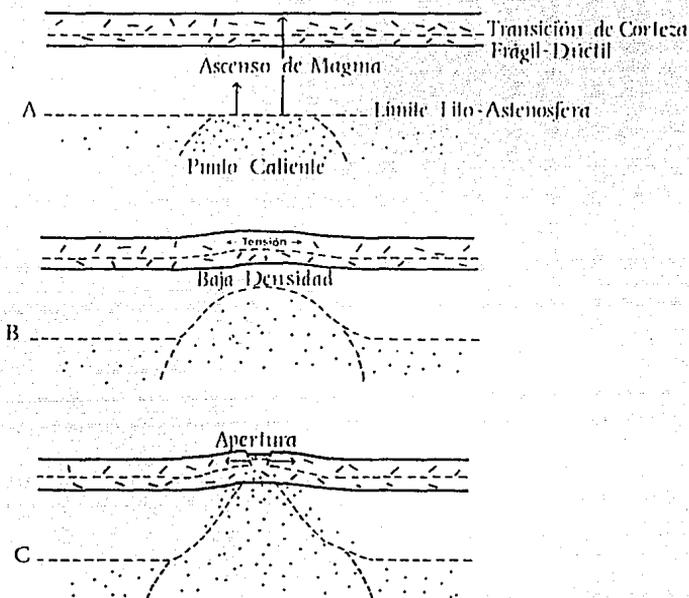


Figura 26. Etapas de desarrollo de una zona sujeta a extensión (Bott, 1981).

- A. Inicio del ascenso del manto bajo la corteza.**
- B. Combamiento originando tensión en su cúpula.**
- C. Formación de una fosa, por ruptura en la cúpula del diapiro.**

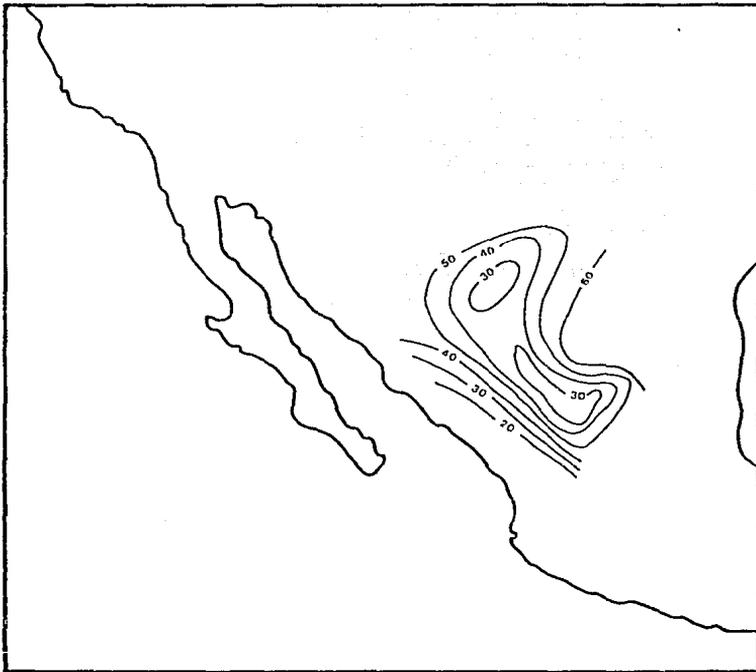


Figura 27. Profundidad de la isoterma de 1000°C inferida del flujo de calor en el norte de México (Smith y Jones, 1979).

encuentra entre los 20 y 30 km de profundidad en la parte oriental de Chihuahua y central de Durango y Zacatecas (Figura 27). Este aspecto termal, combinado con la aparente continuidad estructural entre la Mesa Central y la región de cuencas y sierras de Chihuahua-Durango sugieren una relación entre estas dos regiones.

6.2 Control estructural del volcanismo del Terciario medio en San Luis Potosí

En la porción SW del Estado de San Luis Potosí, se formaron importantes estructuras derivadas del proceso de extensión, como el Graben de Villa de Reyes, una estructura con orientación predominante N25°E, parcialmente relleno por un grueso paquete de tobas de caída libre, derrames piroclásticos, depósitos lacustres y aluviales con un espesor total aproximado de 400 m (Labarthe *et al.*, 1982; Tristán, 1986). En el área existen también estructuras transversales, como las fosas tectónicas de Bledos (N40°W) y Enramadas (N50°W). Los autores citados consideraron que todas estas fosas tectónicas se formaron durante el Oligoceno medio y que fueron rellenadas por rocas clásticas de la Formación Panalillo (K/Ar $\approx 26.8 \pm 1.3$ Ma).

Del análisis de las cartas geomorfológicas y de la cartografía geológica regional (Labarthe *et al.*, 1982), se desprende que cerca de los domos topacíferos del área de

Tepetate existe una estructura con orientación N40°E, y con una anchura promedio de 8 km, denominada la Depresión del Peaje. Tristán y Labarthe (1979) sugirieron que esa depresión topográfica controló el depósito de algunas unidades volcánicas del Terciario medio.

La fosa tectónica de Villa de Reyes intersecta a la Sierra de Guanajuato en su parte meridional y está truncada por la Falla del Bajío (Tristán, 1986 y Aranda et al., 1989). Se cree que el bloque de la Sierra de Guanajuato presenta levantamientos recientes, mostrando basculamiento entre los 10-15° al NE.

Tristán (1986) reconoció un sistema de fallas normales orientadas preferentemente N-S y NW-SE en los alrededores del área de estudio. Waitz (1922) consideró que éstas fueron los conductos principales por donde ascendieron los magmas que dieron origen al CVSLP, aproximadamente entre los 32 Ma y 26 Ma (Labarthe et al., 1982).

Dentro de la región de Tepetate-Villa de Arriaga-Pinos, se determinó que el área fué afectada por un sistema de fracturas NW-SE. Se cree que las zonas centrales de fuente que dieron origen a los domos riolíticos con topacio se encuentran alineadas con la fosa tectónica de Bledos, cuyas fallas marginales tienen la misma orientación que los domos riolíticos (Lámina 5, anexa). Los domos de Pinos, Los

Tepetate existe una estructura con orientación $N40^{\circ}E$, y con una anchura promedio de 8 km, denominada la Depresión del Peaje. Tristán y Labarthe (1979) sugirieron que esa depresión topográfica controló el depósito de algunas unidades volcánicas del Terciario medio.

La fosa tectónica de Villa de Reyes intersecta a la Sierra de Guanajuato en su parte meridional y está truncada por la Falla del Bajío (Tristán, 1986 y Aranda et al., 1989). Se cree que el bloque de la Sierra de Guanajuato presenta levantamientos recientes, mostrando basculamiento entre los $10-15^{\circ}$ al NE.

Tristán (1986) reconoció un sistema de fallas normales orientadas preferentemente N-S y NW-SE en los alrededores del área de estudio. Waitz (1922) consideró que éstas fueron los conductos principales por donde ascendieron los magmas que dieron origen al CVSLP, aproximadamente entre los 32 Ma y 26 Ma (Labarthe et al., 1982).

Dentro de la región de Tepetate-Villa de Arriaga-Pinos, se determinó que el área fué afectada por un sistema de fracturas NW-SE. Se cree que las zonas centrales de fuente que dieron origen a los domos riolíticos con topacio se encuentran alineadas con la fosa tectónica de Bledos, cuyas fallas marginales tienen la misma orientación que los domos riolíticos (Lámina 5, anexa). Los domos de Pinos, Los

Herrera, DEG, DCS, Rincón Reina, Cerro Lobos y Cerro Tecolote (Lámina 5) definen un alineamiento burdo paralelo al patrón de fallamiento N 30-40° W, reconocido previamente por Tristán (1986).

6.3 Discusión

Del análisis anterior se concluye que las estructuras regionales cenozoicas de la parte SW del Estado de San Luis Potosí están relacionadas a una tectónica extensiva, que empezó durante el Oligoceno, simultáneamente al magmatismo félsico, el cual utilizó como conducto para su ascenso al sistema de fallas y fracturas, llegando a formar lo que se ha nombrado el CVSLP (Labarthe et al., 1982). La extensión y magmatismo continuaron, no se sabe si de manera continua, o en períodos aislados de actividad. Se cree que existió un volcanismo alcalino, posiblemente asociado a extensión, durante el Mioceno (≈ 11 Ma) y durante el Cuaternario (Aranda y Luhr, 1990).

La distribución de los domos riolíticos topacíferos de la región aparentemente fué controlada por fallas normales desarrolladas durante el Oligoceno medio, el cual se formó perpendicular a la dirección de extensión máxima. Los domos hasta ahora estudiados a detalle aparentemente están alineados en dirección predominante NW-SE. En estudios futuros del CVSLP, se tratará de verificar la identidad de

otros centros de emisión, inferidos a través del análisis geomorfológico, basado en la cartografía y el análisis de la foliación de flujo. Esto nos ayudará a tener un mejor control espacial de la distribución de las fuentes de emisión de estos magmas y nos permitirá confirmar la inferencia acerca de la orientación de las fracturas tensionales que sirvieron de conducto de ascenso a los magmas que originaron los domos.

En la región existieron movimientos posteriores al volcanismo riolítico del Oligoceno, que originaron levantamientos importantes. Esto lo demuestra el paquete ignimbrítico que cubre a los domos riolíticos, el cual se presenta basculado de 10-15° al NE, lo que posiblemente indica un levantamiento regional posterior a las ignimbritas. En estudios futuros se tratará de recopilar información más precisa que permita analizar con mayor detalle la evolución tectónica durante el Cenozoico tardío del CVSLP (Labarthe y colaboradores, 1982; Labarthe y Aguillón, 1985; Tristán, 1986; Aranda *et al.*, 1989). Tristán y Torres (1990) consideran que en el CVSLP existe actividad tectónica reciente, en el valle de San Felipe-Nuevo Valle de Moreno, Gto; ellos encontraron depósitos de gravas y arenas sin consolidar, posiblemente cuaternarias, que están siendo erosionados aceleradamente, y observaron pequeñas fallas normales que afectaron a esos depósitos. Estos mismos autores

propusieron que el bloque de la Sierra de San Miguelito, que delimita al Graben de Villa de Reyes, en su parte noroccidental, se levantó más rápidamente que el bloque en la parte oriental, lo que causó la formación de abanicos aluviales a partir de los arroyos que drenan a la Sierra de San Miguelito y que aparentemente transgredieron a la falla oriental de esta fosa tectónica.

7. SUMARIO Y CONCLUSIONES

En San Luis Potosí, el emplazamiento de los domos riolíticos con topacio estuvo asociado a un ambiente geológico extensivo desarrollado durante el Terciario medio. Este evento tectónico originó fosas y pilares tectónicos con orientación predominante N 30-40° W. Estos domos volcánicos pueden emplearse para inferir el medio ambiente tectónico donde se desarrollaron y en algunos casos es posible encontrar mineralización económica.

Con base en el estudio geomorfológico hecho en la región que circunda al Tepetate, fué posible identificar estructuras volcánicas en forma dómica que se expresan como rasgos circulares u ovalados, con drenaje radial centrifugo o anular (Láminas 1 y 2). El área de afloramiento de las estructuras identificadas varía desde 10 hasta 100 km² y, por comparación con las áreas cartografiadas en detalle, se cree que son domos riolíticos de tipo exógeno. Analizando los mapas hipsométricos e hidrográfico (Láminas 1 y 2), se considera que el emplazamiento de los domos riolíticos fué controlado por el fallas normales y fracturs que fueron desarrolladas en esta porción SW del Estado de San Luis Potosí durante el Terciario medio (\approx 30 Ma).

Las lavas riolíticas que dieron origen a los domos topacíferos tienen un alto porcentaje de SiO₂ (>75%), álcalis

(K_2O+Na_2O > 8%) y contenido elevado de flúor, lo que está evidenciado por la presencia de topacio. Las riolitas resultantes son rocas con alto contenido de K, de composición metaluminosa a ligeramente peraluminosa. En función de su composición, temperatura y contenido de volátiles las lavas riolíticas originaron estructuras dómicas con ciertos rasgos característicos.

En los domos riolíticos de la porción SW de SLP sólo se ha detectado mineralización de Sn de muy baja ley. Sin embargo, modelos generales propuestos para este tipo de rocas (Burt y Sheridan, 1987) sugieren que en estas estructuras se puede explorar con buenas posibilidades de éxito por depósitos de Ag, Au, Pb, Zn, Sn, U, Mn, W o Mo. El estudio detallado de la foliación de flujo, combinado con inferencias acerca de la paleosuperficie sobre la que se extravasaron las lavas y consideraciones acerca de la profundidad del nivel de erosión actual, son de mucha importancia para definir los blancos de exploración.

Los volcanes riolíticos de la porción meridional de San Luis Potosí tienen una alineación paralela a fosas tectónicas existentes en la región. Se considera que los domos riolíticos están asociados a fracturas distensivas formadas perpendicularmente a la dirección de extensión máxima que hubo durante el Terciario medio y que

simultáneamente al desarrollo de las fallas hubo magmatismo félsico que utilizó como conducto alimentador de los volcanes al sistema de fallas y fracturas. Se cree que estudios detallados de otros domos en la región, encaminados a inferir con mayor precisión las fuentes centrales del material volcánico, pueden ayudar a tener un mejor control espacial de las fallas o fracturas a las que se asocian. Las riolitas topacíferas aparentemente son producto de cristalización fraccionada en cámaras magmáticas de alto nivel. Los magmas se originaron por fusión parcial de corteza continental, bajo condiciones de extensión cortical (Hildreth, 1981).

8. TRABAJOS CITADOS

- Aguillón-Robles, A., 1983, Cartografía geológica de las hojas Espiritu Santo, Pinos, El Obraje y Ojuelos, Estados de San Luis Potosí, Jalisco, Guanajuato y Zacatecas: Univ. Autón. San Luis Potosí, Inst. Geología y Metalurgia, Folleto Técnico 93, 76 p. escala 1: 50,0008.
- Aguirre-Díaz, G. y McDowell, F.W., 1991, The volcanic section at Nazas, Durango, Mexico, and the possibility of wide spread Eocene volcanism within the Sierra Madre Occidental: Journal of Geophysical Research (en prensa).
- Aranda-Gómez, J.J., 1989, Geología preliminar del Graben de Aguascalientes: Univ. Nal. Autón. de México, Inst. de Geología, Revista, V.8, p. 22-32.
- Aranda-Gómez, J.J., Aranda-Gómez, J.M. y Nieto-Samaniego, A.F., 1989, Consideraciones acerca de la evolución tectónica durante el Cenozoico de la Sierra de Guanajuato y la porción meridional de la Meseta Central: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista, V.8, p. 33-46.
- Aranda-Gómez, J.J., Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., 1983, El volcanismo cenozoico en San Luis Potosí y su relación con la provincia volcánica de la Sierra Madre Occidental: Guadalajara, Jal., Asoc. Ing. Min. Metal. Geól. México, Convención Nacional, 15, Memoria,

p. 261-287.

- Aranda-Gómez, J.J., Luhr, J.F., 1990, The nature of the upper mantle and lower crust of north-central Mexico, Based on deep seated xenoliths in Cenozoic alkalic rocks: Symposium on the tectonics, geophysics and volcanism of Mexico, University of New Orleans, New Orleans, LA, EUA.
- Aranda-Gómez, J.J., Luhr J.F. y Pier, J.G., 1991, Geología de los volcanes cuaternarios portadores de xenolitos provenientes del manto y de la base de la corteza en el Estado de San Luis Potosí: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, en prensa.
- Benson, G.T. and Kittleman, L.R., 1968, Geometry of flow layering in silicic lavas: Am. J. Sci., 266, p.265-276.
- Bryant, W.B., 1966, History and mechanism of eruption of soda-rhyolite and alkali basalt, Socorro Island, Mexico: Bull. Volcanologique, 29, p. 453-479.
- Böse, E., 1900, Sobre la independencia de los volcanes de grietas preexistentes: Mem. Soc. Cient. A. Alzate (Méx.) 14(5): 199,231.
- Bott, D.M., 1981, Crustal doming an the mechanism of Continental Rifting: Tectonophysic, v.73, p. 1-8.
- Burekhardt, C., 1906, Sobre el descubrimiento del Triásico marino en Zacatecas: Bol. Soc. Geol. México, v. 2. p. 43-45.
- Burt, D.M., Sheridan, M.F., 1981, A model for the formation

- of uranium/litophile element deposits in fluorine-enriched volcanic rocks: American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology, no. 13, p. 99-109.
- Burt, D.M., Sheridan, M.F., 1987, Types of mineralization related to fluorine-rich silicic lava flow and domes: Geol. Soc. Am. Spec. Paper 212, p. 103-109.
- Burt, D.M., Sheridan, M.F., Bikun, J.V., Christiansen, E.H., 1982, Topaz-rhyolites distribution, origin and significance for exploration: Economic Geology, v.77, p. 1818-1836.
- Cameron, K.L., Cameron, M., Bagby, W.C., Moll, E.J., Drake, R.E., 1980, Petrologic characteristics of Mid-Tertiary volcanic suites, Chihuahua, Mexico: Geology, v.8, p.87-91.
- Carrillo-Bravo, J., 1971, La plataforma Valles-San Luis Potosí: Boletín Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v.23, p. 1-112.
- Cas, R.A.F., Wright, J.V., 1988, Volcanic Successions, modern and ancient; a geological approach to processes, products and successions: London, Unwin Hyman, 528 p.
- Clark, K.F., Damon, P.E., Shutter, S.R., Shaffiquillahm, M., 1979, Magmatismo en el norte de México en relación a los yacimientos metalíferos: Asoc. Ing. Minas Metal. y Geol.

- Mex. XIII Convencion Nacional, Memoria, p.8-57.
- Cotton, C.A., 1969, Volcanoes as landscape forms: Hafner Publishing Company, Inc.
- Christiansen, R.L., Lipman, P.W., 1966, Emplacement and thermal history of a rhyolite lava flow near Fortymile Canyon, Souther Nevada: Geological Society of American Bull., V-77, p. 671-684.
- Christiansen, E.H., Sheridan, M.F., Burt, D.M., 1986, The geology and geochemistry of Cenozoic topaz-rhyolites from the Western United States: Geological Society of America, Special Paper no. 205, 82 p.
- De Cserna, Z., 1956, Tectónica de la Sierra Madre Oriental entre Torreón y Monterrey: 20th Intern. Geol. Cong., México, 1956, Tomo II, 88 p.
- Duffield, W.A., Ludington, S.D., Maxwell, C.H., Reed, B.L., Richter, D.H., 1984, Tin mineralization in rhyolite, Sierra Madre Occidental, Mexico: Geol. Soc. America, Abstracts with Programs, v.16, p. 495.
- Duffield, W.A., Reed, B.L., Richter, D.H., 1990, Origin of rhyolite-hosted tin mineralization: Evidence from the Taylor creek rhyolite, New Mexico: Economic Geology, v-85, p. 392-398.
- Edwards, J.D., 1955, Studies of some early Tertiary red conglomerates of Central Mexico: U. S. Geol. Survey, Prof. Paper 264-H. p.153-183.

- Fink, J.H., 1980, Surface folding and viscosity of rhyolite flows: *Geology*, v.8, p. 250-254.
- Fink, J.H., 1983, Structure and emplacement of a rhyolitic obsidian flow: Little Glass Mountain, Medicine Lake Highland, northern California: *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94, p.362-380.
- Fink, J.H., 1987, The emplacement of silicic domes and lava flows: Geological Society of America, Special Paper no. 212.
- Fink, J.H., Manley, C.R., 1987, Origin of pumiceous and glassy textures in rhyolitic flows and domes: Geological Society of America, Special Paper no. 212, p. 77-88.
- Fix, J., 1975, The crust and mantle of Central Mexico: *Geophys. Jour.*, v.43, no.2, p.453-499.
- Foshag, W.F., and Fries, C., Jr., 1942, Tin deposits of the Republic of Mexico: U.S. Geological Survey Bulletin 935-C, p.99-176.
- Fries, C., Schmitter, E., 1948, Los placeres de estaño de la región de Guadalcázar, estado de San Luis Potosí: Comité Directivo para la Investigación de los Recursos Minerales de México, Boletín 17, 50 p.
- Grasel, P.C., 1979, The reconnaissance geology of the La Salitrera Mining District, San Luis Potosi, Mexico: M. Sc. Thesis, University of Houston, 25lp. (inédita).

- Guzmán, E.J. y De Cserna, Z., 1963, Tectonic history of Mexico: In Childs, O.E. and Beebe, W.B., Backbone of the Americas: Am. Assoc. Pet. Geol. Memoir 2, p.115-120.
- Henry, C.D., Price, G.J., 1984, Variations in caldera development in the Tertiary volcanic field of Trans-Pecos Texas: Journal of Geophysical Research, v. 89, no. B10., p. 8571-8592.
- Henry, C.D. y Aranda-Gómez, J.J., 1990, The real southern Basin and Range: Mid-late Cenozoic extension in México: Geol. Soc. Am. Abstr. Prog. v.22, no.7: A228.
- Hildreth, W., 1981, Gradients in silicic magma chambers: Implication for lithospheric magmatism: Journal of Geophysical Research, v.86, no. B11., p. 10153-10192.
- Huspeni, J.R., Kesler, S.E., Ruiz, J., Tuta, Z., Sutter, J.F., and Jones, L.M., 1984, Petrology and geochemistry of rhyolites associated with tin mineralization in northern Mexico: Economic Geology, v.79, p.87-105.
- Hyndman, D.W., 1972, Petrology of igneous and metamorphic rocks: Mc Graw-Hill.
- Ingersoll, R.V., 1982, Triple Junctions as cause for late Cenozoic extension and fragmentation of the western United States: Geology, v.10, p. 621-624.
- Irvine, T.N. y Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: Can. Jour. of Earth Sci. v.8, p. 523-548.

- Labarthe-Hernández, G., Aguillón-Robles, A., 1985, Cartografía geológica 1:50,000 Hoja Presa de San Bartolo, Gto.: Univ. Autón. San Luis Potosí, Inst. Geología y Metalurgia, Folleto Técnico no. 104, 51 p.
- Labarthe-Hernandez, G., Tristán-González, M., 1980, Cartografía geológica Hoja San Francisco, S.L.P.: Instituto de Geología y Metalurgia, U.A.S.L.P., Folleto Técnico no. 69, 28 p.
- Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., 1981, Cartografía geológica Hoja Ahualulco, S.L.P.: Instituto de Geología y Metalurgia, U.A.S.L.P., Folleto Técnico no. 70, 34 p.
- Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., 1983, Relaciones estratigráficas y estructura del Cenozoico volcánico en la parte central del estado de San Luis Potosí: Guadalajara, Jal., Asoc. Ing. Min. Met. y Geól. de México, XV Convención Nacional, Memoria, p. 421-456.
- Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., 1988. El Domo la Negra y su ambiente tectónico en el Edo. de Chihuahua: Instituto de Geología, U.N.A.M., Programa y Resúmenes del III Simposio de la Geología Regional de México, p. 51-52.
- Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., Aguillón-Robles, A., Jiménez-López, L.S., Romero, A., 1989,

- Cartografía geológica 1:50,000 de las hojas El Refugio y Mineral El Realito, Estados de San Luis Potosí y Guanajuato: Instituto de Geología, U.A.S.L.P., Folleto Técnico no. 112, 76 p.
- Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., Aranda-Gómez, J., 1982, Revisión Estratigráfica del Cenozoico de la Parte Central del Edo. de San Luis Potosí: Instituto de Geología y Metalurgia, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Folleto Técnico no. 85, 208 p.
- Lipman, W.R., 1984, The roots of ash flows caldera in western North America: windows into the tops of granitic batholiths: Journal of Geophysical Research, v. 89, no. B10, Paper 700-C, p.C19-C29.
- Luhr, J.F., Aranda-Gómez, J.J. y Pier, J.G., 1989, Spinel lherzolite-bearing, Quaternary volcanic centers in San Luis Potosí, México. I. Geology, mineralogy and petrology: Journal of Geophysical Research, v.94, no. B6, p. 7916-7940.
- Martínez-Ruiz, V.J., 1984, Control geológico estructural del agua subterránea entre San Luis Potosí, Aguascalientes y Zacatecas: Univ. Autón. San Luis Potosí, Inst. Geología y Metalurgia, Folleto Técnico 97, 12 p.
- Mac Donald, G.A., 1972, Volcanoes: Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice Hall.
- Mahood, G.A., 1980, Geological evolution of a Pleistocene

- rhyolite center Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico: Journal Volcanology Geothermal Research, v. 8, p. 199-230.
- McDowell, F.W. y Keiser, F.R., 1977. Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango City and Mazatlan, Mexico: Geol. Soc. Am. Bull. v.88, p.1479-1487.
- Mujica, R. y Albarran, J.J., 1983. Estudio petrogenético de las rocas ígneas y metamórficas del Altiplano Mexicano: Inst. Mex. del Petróleo, Proyecto C-1156, 78 p.
- Myers, R.L., 1968. Biostratigraphy of the Cardenas Formation (Upper Cretaceous), San Luis Potosi, Mexico: Univ. Nat. Autón. México, Inst. Geología, Paleontología Mexicana 24, 89 p. 16 láms.
- Nieto-Samaniego, A.F., 1985. Geología de un área de 237 km² al norte de Guanajuato. Tesis Profesional, Univ. de Guanajuato, 67p. (inédita).
- Pan, Y.S., 1974. The genesis of the Mexican type tin deposits in acidic volcanics: Inédita Tesis Doctoral. Columbia Univ. 286 p.
- Peccerillo, A., y Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey: Contrib. Min. Petr. v-58, p. 63-81.
- Pemex, Superintendencia de Exploración, 1972, Excursión

- Geológica no. 3. Tampico-San Luis Potosi-Zacatecas.
- Raisz, E., 1964. Landforms of Mexico: Cambridge, Mass., U. S. Office of Naval Research, Geography Branch. mapa con texto, esc. 1:3,000,000. 2^a ed.
- Seager, W.R., Morgan, P., 1979. Rio Grande Rift in southern New Mexico, west Texas and northern Chihuahua: In Rio Grande Rift: Tectonic and Magmatism, R.E. Rieckers, ed., Am. Geophysic Union, p. 87-106.
- Sillitoe, R.H., Bonham, H.F., 1984. Volcanic landforms and ore deposits: Economic Geology, v-79, p. 1286-1298.
- Smith, L.D., Jones, R.L., 1979. Thermal anomaly in northern Mexico: an extension of the Rio Grande Rift (?). In Rio Grande Rift: Tectonic and Magmatism: R. E. Rieckers, ed., Am. Geophysic Union, p. 269-278.
- Stewart, J.H., 1978. Basin-range structure in western North America: a review. Geol. Soc. America, Mem. 152, p. 1-30.
- Tristán-González, M., 1986. Estratigrafía y tectónica del Graben de Villa de Reyes, en los Edos. de San Luis Potosí y Guanajuato, México: Instituto de Geología, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Folleto Técnico no. 107, 91 p.
- Tristán-González, M., 1987. Cartografía geológica "Hoja Tierra Nueva" S.L.P., Esc. 1:50000: Instituto de Geología, Universidad Autónoma de San Luis Potosí.

- Folleto Técnico no. 109. 103 p.
- Tristán-González, M., 1988. Apuntes de Estructuras Volcánicas: Instituto de Geología, Universidad Autónoma de San Luis Potosí. (Inédito).
- Tristán-González, M., Labarthe-Hernández, G., 1979. Cartografía geológica Hoja "Tepetate", S.L.P.: Instituto de Geología y Metalurgia, Universidad Autónoma de San Luis Potosí. Folleto Técnico no. 66, 31 p.
- Tristán-González, M., Torres-Hernández, J., 1990. Tectónica vertical activa en las inmediaciones de San Luis Potosí: Resumen del II Foro de Investigación Universitaria, Univ. Autón. de San Luis Potosí, en prensa.
- Waite, P., 1922. Erupciones rhyolíticas ligadas con fracturas tectónicas entre Aguascalientes y San Luis Potosí: Memorias Sociedad Científica Antonio Alzate, v. 46, p. 201- 212.
- Webster, J.D., Holloway, J.R., Herving, R.D., 1987. Phase equilibria of a Be, U and F-enriched vitrophyre from Spor Mountain, Utah: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 51, p. 389-402.
- Webster, J.D., Holloway, J.R., 1990. Partitioning of F and Cl between magmatic hydrothermal fluids and highly evolved granitic magmas: Geological Society of America, Special Paper 246, p. 424-438.

Williams, H., 1932. The history and character of volcanic domes: Bulletin of the Department of Geological Sciences, University of California Publications, v. 21, no. 5, p. 51-146.

Wyllie, P.J., 1979, Magmas and volatile components: American Mineralogist, v. 64, p. 469-500.

ANEXO 1: Cálculo de los volúmenes de los domos.

Se hicieron dos cálculos separados para cada domo. El primero es un estimación del volumen inicial de las estructuras, en base a una reconstrucción idealizada de la forma de los domos antes de su erosión parcial (véanse Figuras 22). El segundo es el volumen actual, en base a los perfiles topográficos (Figura 28). Para ambos cálculos se empleó la fórmula del prismoide:

$$(1) \quad V = \frac{A1 + 4A2 + A3}{6} h \quad \text{y} \quad (2) \quad V = \frac{A3 + A4}{2} h$$

en donde A1, A2, A3, A4 representan el área de las secciones reconstruidas, h es la distancia entre las secciones extremas. Finalmente, el volumen en los extremos de los domos se calculó suponiendo que estos tenían una forma aproximadamente cónica, con una altura h que es la distancia de la última sección al punto mas alejado de la lava.

Así para el DEG se hicieron 5 secciones en toda la estructura (Figura 28) y se obtuvo:

$$V1 \text{ (volumen original)} = 6.2 \text{ Km}^3$$

$$V2 \text{ (volumen actual aproximado)} = 4.3 \text{ Km}^3$$

Para DCS se consideraron 4 secciones, utilizándose las dos fórmulas antes mencionadas obteniéndose:

$$V3 \text{ (volumen original)} = 5.1 \text{ Km}^3$$

$$V4 \text{ (volumen actual aproximado)} = 3.4 \text{ Km}^3$$

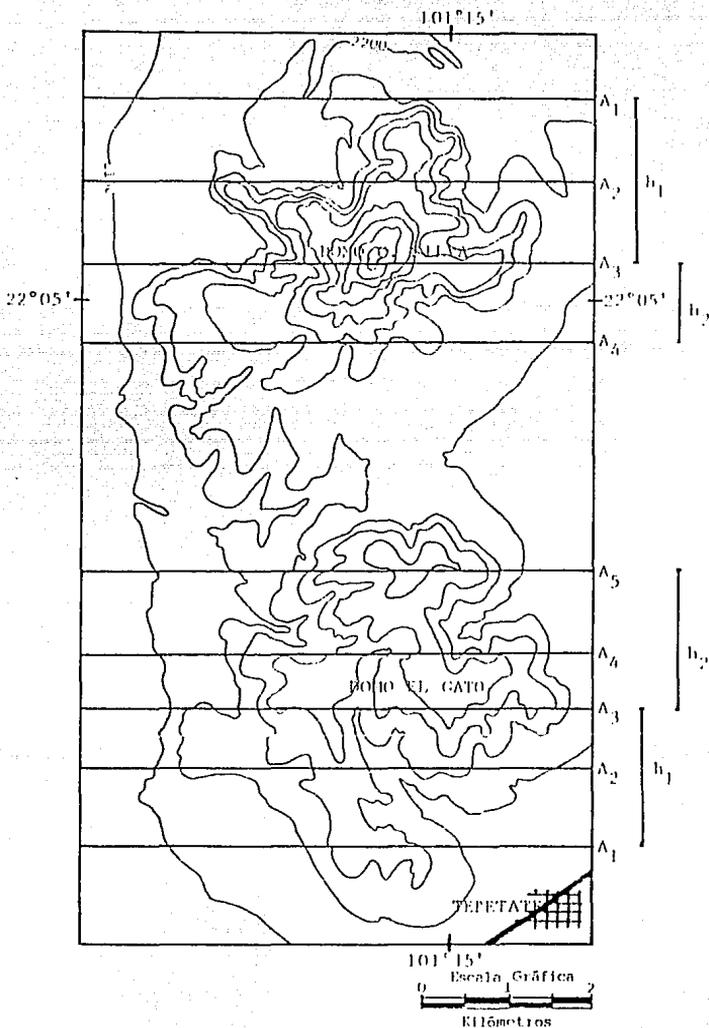


Figura 28. Localización de secciones, utilizadas para el cálculo de volumen de los domos El Gato y Cerro Silva.

Anexo 2. Mediciones radiométricas en los domos topacíferos.

Durante esta fase de la investigación se empleó un medidor de centelleo Exploranium Geometrics EGG modelo GR110, propiedad del Instituto de Geología de la U.N.A.M.

En cada estación (Figura 29), se hicieron dos conteos de 50 segundos cada uno. El primero (Tabla 1), se realizó colocando el aparato directamente sobre el afloramiento. El segundo (Tabla 1), se hizo sosteniendo el centilómetro a un metro del suelo. En general, se observó una buena correlación entre ambos resultados, aunque los conteos efectuados a un metro del suelo fueron proporcionalmente menores debido al incremento en la distancia a la fuente radiactiva. Las únicas diferencias significativas se observaron en los cañones, en donde se notó un aumento relativo en los conteos realizados a un metro de distancia, lo que se atribuyó al efecto topográfico.

El medidor de centelleo modelo EGG GR110 está provisto de una alarma auditiva que permite localizar áreas anómalas sin necesidad de efectuar lecturas continuas mientras se camina sobre los afloramientos. Para esto, se debe ajustar la alarma conforme a los conteos de trasfondo (background). Desgraciadamente, al desactivar la alarma no es posible reproducir aproximadamente los valores anteriores (no se sabe si esta es una característica inherente del centilómetro

empleado o si este está dañado). Por este motivo, una parte de las mediciones efectuadas en la porción meridional del complejo tuvieron que ser eliminados, ya que resultaba dudoso si las anomalías eran debidas a problemas instrumentales.

Las mediciones efectuadas en las estaciones J-1 a J-37 que se muestran en la figura 29, fueron hechas con la alarma auditiva desactivada, encontrándose en general valores más uniformes, con rangos de variación hasta de un 80 % entre las lecturas mínimas y las máximas ($100 < n < 180$), en comparación con variaciones hasta de 600 cps al activar y desactivar la alarma.

Se hicieron pruebas en áreas pequeñas, bien expuestas, para medir la variabilidad lateral entre los pseudoestratos de riolita. Se observó que puede haber variaciones considerables entre capas adyacentes, por lo que la presencia de valores aislados, anómalamente bajos, dentro de un área con valores uniformemente altos, pudiera no ser significativa.

Por los motivos enumerados que añaden una gran incertidumbre a los resultados, se decidió no hacer énfasis en esta exploración. Los únicos resultados cualitativos obtenidos, que parecen ser confiables, son que el complejo de domos es notablemente más radiactivo que los aluviones circundantes y que otras rocas riolíticas sin topacio (Formación Panalillo) que se encuentran en el área.

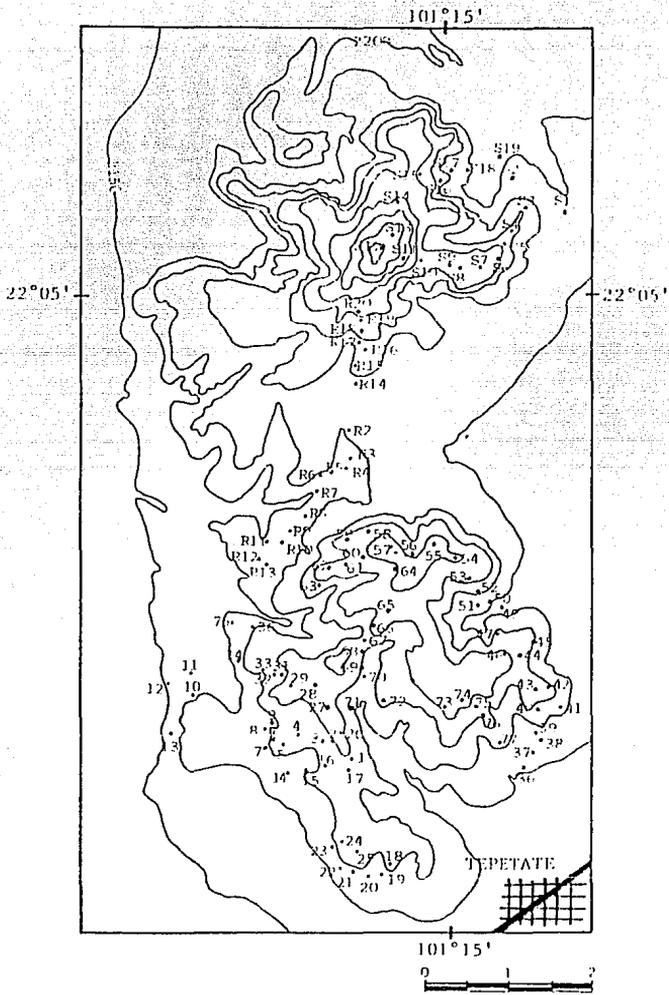


Figura 29. Estaciones radiométricas en los domos de El Gato y Cerro Silva.

Tabla 1: Levantamiento radiométrico de domos riolíticas.

DOMO EL GATO

| Estación | COORDENADAS (Km) | | Radio (l. m) | | Estación | COORDENADAS (Km) | | Radio (l. m) | |
|----------|------------------|------|--------------|-----|----------|------------------|------|--------------|-----|
| | X | Y | CPS | CPS | | X | Y | CPS | CPS |
| J-1 | 3.18 | 2.22 | 137 | 104 | J-2 | 2.94 | 2.50 | 145 | 95 |
| J-3 | 2.84 | 2.49 | 355 | 110 | J-4 | 2.54 | 2.56 | 129 | 91 |
| J-5 | 2.36 | 2.45 | 124 | 89 | J-6 | 2.22 | 2.50 | 112 | 93 |
| J-7 | 2.16 | 2.40 | 119 | 81 | J-8 | 2.16 | 2.54 | 122 | 99 |
| J-9 | 2.22 | 2.72 | 116 | 90 | J-10 | 1.30 | 3.07 | 149 | 82 |
| J-11 | 1.27 | 3.34 | 658 | 107 | J-12 | 1.00 | 3.22 | 143 | 95 |
| J-13 | 1.05 | 3.58 | 143 | 92 | J-14 | 2.42 | 2.06 | 185 | 131 |
| J-15 | 1.64 | 2.10 | 137 | 111 | J-16 | 1.86 | 2.16 | 187 | 107 |
| J-17 | 3.13 | 2.10 | 136 | 100 | J-18 | 3.61 | 0.92 | 100 | 80 |
| J-19 | 3.52 | 0.78 | 95 | 82 | J-20 | 3.38 | 0.75 | 130 | 99 |
| J-21 | 3.20 | 0.80 | 709 | 104 | J-22 | 3.05 | 0.86 | 713 | 117 |
| J-23 | 2.96 | 1.15 | 689 | 111 | J-24 | 3.06 | 1.22 | 705 | 125 |
| J-25 | 3.25 | 1.10 | 709 | 707 | J-26 | 3.06 | 2.60 | 116 | 97 |
| J-27 | 3.90 | 2.91 | 672 | 94 | J-28 | 2.24 | 3.18 | 663 | 88 |
| J-29 | 2.96 | 3.16 | 662 | 94 | J-30 | 2.36 | 3.28 | 661 | 94 |
| J-31 | 2.26 | 3.28 | 644 | 102 | J-32 | 2.22 | 3.28 | 628 | 118 |
| J-33 | 2.16 | 3.35 | 663 | 104 | J-34 | 1.86 | 3.50 | 115 | 77 |
| J-35 | 1.76 | 3.97 | 557 | 86 | J-36 | 2.22 | 3.92 | 620 | 85 |
| J-36A | 5.21 | 2.18 | 97 | 74 | J-37 | 5.33 | 2.36 | 689 | 110 |
| J-38 | 5.42 | 2.54 | 174 | 120 | J-39 | 5.33 | 2.60 | 178 | 117 |
| J-40 | 5.36 | 2.88 | 163 | 110 | J-41 | 5.62 | 2.94 | 165 | 100 |
| J-42 | 5.48 | 3.16 | 114 | 85 | J-43 | 5.33 | 3.10 | 137 | 99 |
| J-44 | 5.14 | 3.56 | 117 | 87 | J-45 | 5.28 | 3.74 | 100 | 79 |
| J-46 | 4.97 | 3.62 | 111 | 92 | J-47 | 4.86 | 3.84 | 145 | 100 |
| J-49 | 4.86 | 4.08 | 128 | 99 | J-49 | 4.90 | 4.18 | 146 | 102 |
| J-50 | 4.80 | 4.18 | 214 | 125 | J-51 | 4.62 | 4.22 | 148 | 101 |
| J-52 | 4.62 | 4.42 | 153 | 96 | J-53 | 4.52 | 4.56 | 122 | 93 |
| J-54 | 4.34 | 4.76 | 141 | 101 | J-55 | 4.08 | 4.98 | 120 | 75 |
| J-56 | 3.85 | 4.85 | 107 | 80 | J-57 | 3.56 | 4.92 | 124 | 76 |
| J-58 | 3.32 | 5.12 | 138 | 83 | J-59 | 3.10 | 5.02 | 116 | 74 |
| J-60 | 3.25 | 4.84 | 113 | 85 | J-61 | 3.06 | 4.70 | 123 | 87 |
| J-62 | 2.90 | 4.65 | 144 | 98 | J-63 | 2.24 | 4.46 | 140 | 92 |
| J-64 | 3.66 | 4.68 | 128 | 82 | J-65 | 3.56 | 4.12 | 98 | 82 |
| J-66 | 3.42 | 3.92 | 147 | 91 | J-67 | 3.32 | 3.74 | 134 | 110 |
| J-68 | 3.32 | 3.60 | 124 | 95 | J-69 | 3.32 | 3.38 | 155 | 128 |
| J-70 | 3.32 | 3.28 | 184 | 128 | J-71 | 3.20 | 2.91 | 155 | 102 |
| J-72 | 3.52 | 3.00 | 128 | 77 | J-73 | 4.28 | 2.94 | 127 | 88 |
| J-74 | 4.48 | 3.00 | 135 | 91 | J-75 | 4.70 | 2.80 | 176 | 91 |
| J-76 | 4.92 | 2.50 | 132 | 205 | J-77 | 4.92 | 2.50 | 72 | 54 |
| J-78 | 3.90 | 0.70 | 77 | 59 | | | | | |

DOMO CERRO SILVA.

| | | | | | | | | | |
|------|------|------|-----|-----|------|------|------|-----|-----|
| S-1 | 5.68 | 9.19 | 74 | 74 | S-2 | 5.08 | 9.52 | 154 | 127 |
| S-3 | 5.22 | 9.34 | 155 | 113 | S-4 | 5.08 | 8.92 | 141 | 102 |
| S-5 | 4.94 | 8.76 | 130 | 106 | S-6 | 4.90 | 8.58 | 162 | 123 |
| S-7 | 4.70 | 8.46 | 154 | 82 | S-8 | 4.46 | 8.46 | 120 | 85 |
| S-9 | 4.34 | 8.50 | 123 | 97 | S-10 | 3.99 | 8.56 | 159 | 132 |
| S-11 | 3.74 | 8.56 | 184 | 162 | S-12 | 3.53 | 8.70 | 96 | 72 |
| S-13 | 3.64 | 8.87 | 155 | 109 | S-14 | 3.72 | 9.28 | 124 | 97 |
| S-15 | 3.99 | 9.64 | 113 | 89 | S-16 | 4.22 | 9.58 | 118 | 93 |
| S-17 | 4.36 | 9.70 | 120 | 104 | S-18 | 4.54 | 9.70 | 152 | 115 |
| S-19 | 4.88 | 9.83 | 114 | 88 | R-1 | 0.00 | 0.00 | 72 | 72 |
| R-2 | 3.16 | 6.42 | 97 | 71 | R-3 | 3.20 | 6.04 | 95 | 72 |
| R-4 | 3.10 | 5.94 | 130 | 83 | R-5 | 2.93 | 5.90 | 104 | 74 |
| R-6 | 2.80 | 5.86 | 120 | 75 | R-7 | 2.78 | 5.64 | 155 | 94 |
| R-8 | 2.62 | 5.34 | 85 | 64 | R-9 | 2.44 | 5.12 | 149 | 90 |
| R-10 | 2.36 | 5.00 | 133 | 86 | R-11 | 2.18 | 4.98 | 107 | 75 |
| R-12 | 2.08 | 4.78 | 91 | 57 | R-13 | 2.16 | 4.70 | 138 | 91 |
| R-14 | 3.22 | 7.00 | 118 | 78 | R-15 | 3.22 | 7.24 | 120 | 81 |
| R-16 | 3.34 | 7.42 | 131 | 87 | R-17 | 3.28 | 7.54 | 142 | 108 |
| R-18 | 3.28 | 7.66 | 145 | 111 | R-19 | 3.30 | 7.82 | 119 | 92 |
| R-20 | 3.30 | 7.90 | 121 | 81 | | | | | |

DOMO RINCON RETNA.

| | | | | | | | |
|----|-------|-----|-----|----|-------|-----|----|
| 1 | ----- | 62 | | 2 | ----- | 76 | 58 |
| 3 | ----- | 125 | 102 | 4 | ----- | 118 | 84 |
| 5 | ----- | 114 | 69 | 6 | ----- | 139 | 81 |
| 7 | ----- | 118 | 86 | 8 | ----- | 77 | 65 |
| 9 | ----- | 113 | 76 | 10 | ----- | 109 | 79 |
| 11 | ----- | 113 | 76 | 12 | ----- | 117 | 77 |
| 13 | ----- | 133 | 97 | 14 | ----- | 122 | 87 |
| 15 | ----- | 109 | 65 | 16 | ----- | 106 | 61 |
| 17 | ----- | 107 | 64 | 18 | ----- | 108 | 69 |
| 19 | ----- | 112 | 76 | 20 | ----- | 91 | 65 |
| 21 | ----- | 101 | 74 | 22 | ----- | 118 | 71 |
| 23 | ----- | 159 | 107 | 24 | ----- | 125 | 87 |

DOMO EL PAJARO.

| | | | | | | | |
|---|-------|-----|-----|---|-------|-----|-----|
| 1 | ----- | 69 | 69 | 2 | ----- | 160 | 101 |
| 3 | ----- | 146 | 95 | 4 | ----- | 151 | 102 |
| 5 | ----- | 147 | 108 | 6 | ----- | 170 | 149 |
| 7 | ----- | 122 | 103 | 8 | ----- | 141 | 92 |

Anexo 3. Tabla 2: Análisis de elementos mayores de riolitas topacíferas.

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 54.92 | 55.33 | 55.24 | 55.24 | 55.24 | 55.24 | 55.24 | 55.24 | 55.24 | 55.24 | 55.24 | 55.24 | 55.24 | 55.24 | 55.24 | 55.24 | 55.24 | 55.24 |
| TiO ₂ | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| Al ₂ O ₃ | 15.27 | 15.19 | 15.17 | 15.13 | 15.10 | 15.12 | 15.19 | 15.12 | 15.13 | 15.13 | 15.13 | 15.13 | 15.13 | 15.13 | 15.13 | 15.13 | 15.13 | 15.13 |
| FeO | 1.08 | 1.13 | 1.17 | 1.11 | 1.14 | 1.13 | 1.17 | 1.13 | 1.14 | 1.13 | 1.13 | 1.13 | 1.13 | 1.13 | 1.13 | 1.13 | 1.13 | 1.13 |
| MgO | 0.05 | 0.05 | 0.09 | 0.04 | 0.03 | 0.04 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| MnO | 0.11 | 0.11 | 0.07 | 0.11 | 0.12 | 0.09 | 0.05 | 0.00 | 0.10 | 0.10 | 0.10 | 0.10 | 0.10 | 0.10 | 0.10 | 0.10 | 0.10 | 0.10 |
| CaO | 0.02 | 0.11 | 0.12 | 0.11 | 0.12 | 0.09 | 0.12 | 0.12 | 0.12 | 0.12 | 0.12 | 0.12 | 0.12 | 0.12 | 0.12 | 0.12 | 0.12 | 0.12 |
| Na ₂ O | 5.00 | 4.92 | 4.73 | 4.92 | 4.91 | 4.92 | 4.92 | 4.91 | 4.91 | 4.91 | 4.91 | 4.91 | 4.91 | 4.91 | 4.91 | 4.91 | 4.91 | 4.91 |
| K ₂ O | 4.12 | 4.12 | 4.12 | 4.12 | 4.12 | 4.12 | 4.12 | 4.12 | 4.12 | 4.12 | 4.12 | 4.12 | 4.12 | 4.12 | 4.12 | 4.12 | 4.12 | 4.12 |
| P ₂ O ₅ | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.02 | 0.01 | 0.04 | 0.00 | 0.05 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 |
| Σ | 79.73 | 79.76 | 79.73 | 79.73 | 79.73 | 79.73 | 79.73 | 79.73 | 79.73 | 79.73 | 79.73 | 79.73 | 79.73 | 79.73 | 79.73 | 79.73 | 79.73 | 79.73 |

| | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|-------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| CaO | 0.02 | 0.11 | 0.12 | 0.11 | 0.12 | 0.09 | 0.12 | 0.12 | 0.12 | 0.12 | 0.12 | 0.12 | 0.12 | 0.12 | 0.12 | 0.12 | 0.12 | 0.12 |
| Na ₂ O | 5.00 | 4.92 | 4.73 | 4.92 | 4.91 | 4.92 | 4.92 | 4.91 | 4.91 | 4.91 | 4.91 | 4.91 | 4.91 | 4.91 | 4.91 | 4.91 | 4.91 | 4.91 |
| K ₂ O | 4.12 | 4.12 | 4.12 | 4.12 | 4.12 | 4.12 | 4.12 | 4.12 | 4.12 | 4.12 | 4.12 | 4.12 | 4.12 | 4.12 | 4.12 | 4.12 | 4.12 | 4.12 |

Tabla 3. Cálculo de norma (CIPW).

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 54.92 | 55.33 | 55.24 | 55.24 | 55.24 | 55.24 | 55.24 | 55.24 | 55.24 | 55.24 | 55.24 | 55.24 | 55.24 | 55.24 | 55.24 | 55.24 | 55.24 | 55.24 |
| TiO ₂ | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| Al ₂ O ₃ | 15.27 | 15.19 | 15.17 | 15.13 | 15.10 | 15.12 | 15.19 | 15.12 | 15.13 | 15.13 | 15.13 | 15.13 | 15.13 | 15.13 | 15.13 | 15.13 | 15.13 | 15.13 |
| FeO | 1.08 | 1.13 | 1.17 | 1.11 | 1.14 | 1.13 | 1.17 | 1.13 | 1.14 | 1.13 | 1.13 | 1.13 | 1.13 | 1.13 | 1.13 | 1.13 | 1.13 | 1.13 |
| MgO | 0.05 | 0.05 | 0.09 | 0.04 | 0.03 | 0.04 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| MnO | 0.11 | 0.11 | 0.07 | 0.11 | 0.12 | 0.09 | 0.05 | 0.00 | 0.10 | 0.10 | 0.10 | 0.10 | 0.10 | 0.10 | 0.10 | 0.10 | 0.10 | 0.10 |
| CaO | 0.02 | 0.11 | 0.12 | 0.11 | 0.12 | 0.09 | 0.12 | 0.12 | 0.12 | 0.12 | 0.12 | 0.12 | 0.12 | 0.12 | 0.12 | 0.12 | 0.12 | 0.12 |
| Na ₂ O | 5.00 | 4.92 | 4.73 | 4.92 | 4.91 | 4.92 | 4.92 | 4.91 | 4.91 | 4.91 | 4.91 | 4.91 | 4.91 | 4.91 | 4.91 | 4.91 | 4.91 | 4.91 |
| K ₂ O | 4.12 | 4.12 | 4.12 | 4.12 | 4.12 | 4.12 | 4.12 | 4.12 | 4.12 | 4.12 | 4.12 | 4.12 | 4.12 | 4.12 | 4.12 | 4.12 | 4.12 | 4.12 |
| P ₂ O ₅ | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.02 | 0.01 | 0.04 | 0.00 | 0.05 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 |
| Σ | 79.73 | 79.76 | 79.73 | 79.73 | 79.73 | 79.73 | 79.73 | 79.73 | 79.73 | 79.73 | 79.73 | 79.73 | 79.73 | 79.73 | 79.73 | 79.73 | 79.73 | 79.73 |

DEPARTAMENTO DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES
 FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES
 INSTITUTO VENEZOLANO DE INVESTIGACIONES CIENTÍFICAS
 LABORATORIO DE GEOLOGÍA Y MINERALOGÍA
 CARACAS, VENEZUELA

Tabla 4. Localización de análisis químicos comparados.

- 1.- Thomas Range, Utah, E.U.A. (Christiansen, et al., 1986).
- 2.- Spor Mountain, Utah, " " " " "
- 3.- Honeycomb, Utah, " " " " "
- 4.- Wah Wah, Utah, " " " " "
- 5.- Taylor Creek, New Mexico, E.U.A. (Duffield et al., 1990).
- 6.- Sombrerete, Zac., MEX., (Huspeni et al., 1984).
- 7.- América-Saporis, Dgo., MEX., " " " " "
- 8.- Domo Cerro Silva, Tepetate, S.L.P. (Burt, com. escrita, 1989)
- 9.- Cerro El Gallo, Villa de Arriaga, S.L.P. " " " "
- 10.- Cerro La Calabaza, Ojuelos, Jal. " " " "
- 11.- Cerro El Lobo, San Francisco, S.L.P. " " " "
- 12.- San Juan de los Herrera, Zac. " " " "
- 13.- San Juan de los Herrera, Zac. " " " "
- 14.- Sierra de San Miguelito, San Luis Potosí, S.L.P. " " " "
- 15.- Cerro El Lobo, San Francisco, S.L.P. " " " "
- 16.- Cerro Rincón Reina, Tepetate, S.L.P. " " " "
- 17.- Cerro Los Jacales, Ocampo, Gto. " " " "
- 18.- Cerro Los Pájaros, Ocampo, Gto. " " " "

Anexo 4. Tabla 5: Petrografía.

| MUESTRA | MINERALOGÍA | | | | | | | | | TEXTURA | OBSERVACIONES |
|---------|-------------|---|---|---|---|------------|----|---|----|------------|-----------------------------------|
| | Primarios | | | | | Alteración | | | | | |
| | C | S | P | P | O | Ca | Op | L | | | |
| DEG-1 | 1 | 1 | 2 | 3 | 4 | | n | | | p, h, i | 1 |
| DEG-2 | 1 | 1 | 2 | 3 | 4 | | e | | | p, h, i | 1 |
| DEG-3 | 1 | 1 | 2 | 3 | 4 | | a | | | p, h, i | 1 |
| DEG-4 | 1 | 1 | 2 | 3 | | | tr | | | v | 2 |
| DEG-5 | 1 | 1 | 2 | 3 | 4 | | e | | | p, h, i | 1 |
| DEG-6 | 1 | 1 | 2 | 3 | 4 | | e | | | p, h, i, q | 1 |
| DEG-7 | 1 | 1 | 2 | 3 | | | tr | | | v | 2 |
| DEG-8 | 1 | 1 | 2 | 3 | | | | | | n, vc | 3 |
| DEG-9 | 2 | 1 | | | | | | | | i, e | |
| DEG-10 | 2 | 1 | | | | | | | | i | |
| DEG-11a | | | | | | | e | | tr | | matriz reemplazada por calcedonia |
| DEG-11b | | | | | | | n | | tr | | matriz reemplazada por calcedonia |
| DEG-11c | | | | | | | n | | tr | | matriz reemplazada por calcedonia |
| S-3 | 1 | 1 | 2 | 3 | | | n | | | p, h | 1 |
| S-5a | 1 | 1 | 4 | 3 | 2 | | i | | | p, h, i | 1 |
| S-5b | 1 | 1 | 4 | 3 | 2 | | i | | | p, h, i | 1 |
| S-10 | 1 | 1 | 2 | 3 | 4 | | e | | | p, h, i | 1 |

Mineralogía:

Enocristales primarios (se enlistan en orden ascendente de abundancia). C= cuarzo, S= sanidino, P= plagioclasa, B= biotita, O= minerales opacos.

Minerales de Alteración: Ca= calcedonia y/o ópalo, Op= magnetita reemplazó a biotita, L= limonita.

Grado de Alteración:

tr= trazas, m= moderada, i= intensa.

Textura:

p= porfídica, v= vitrífico, vc= vitroclástica, e= eutaxítica, h= holocristalina, i= inequigranular, g= granofídica.

Observaciones:

- 1= Matriz totalmente desvitrificada
- 2= Matriz parcialmente desvitrificada
- 3= Matriz vítrea

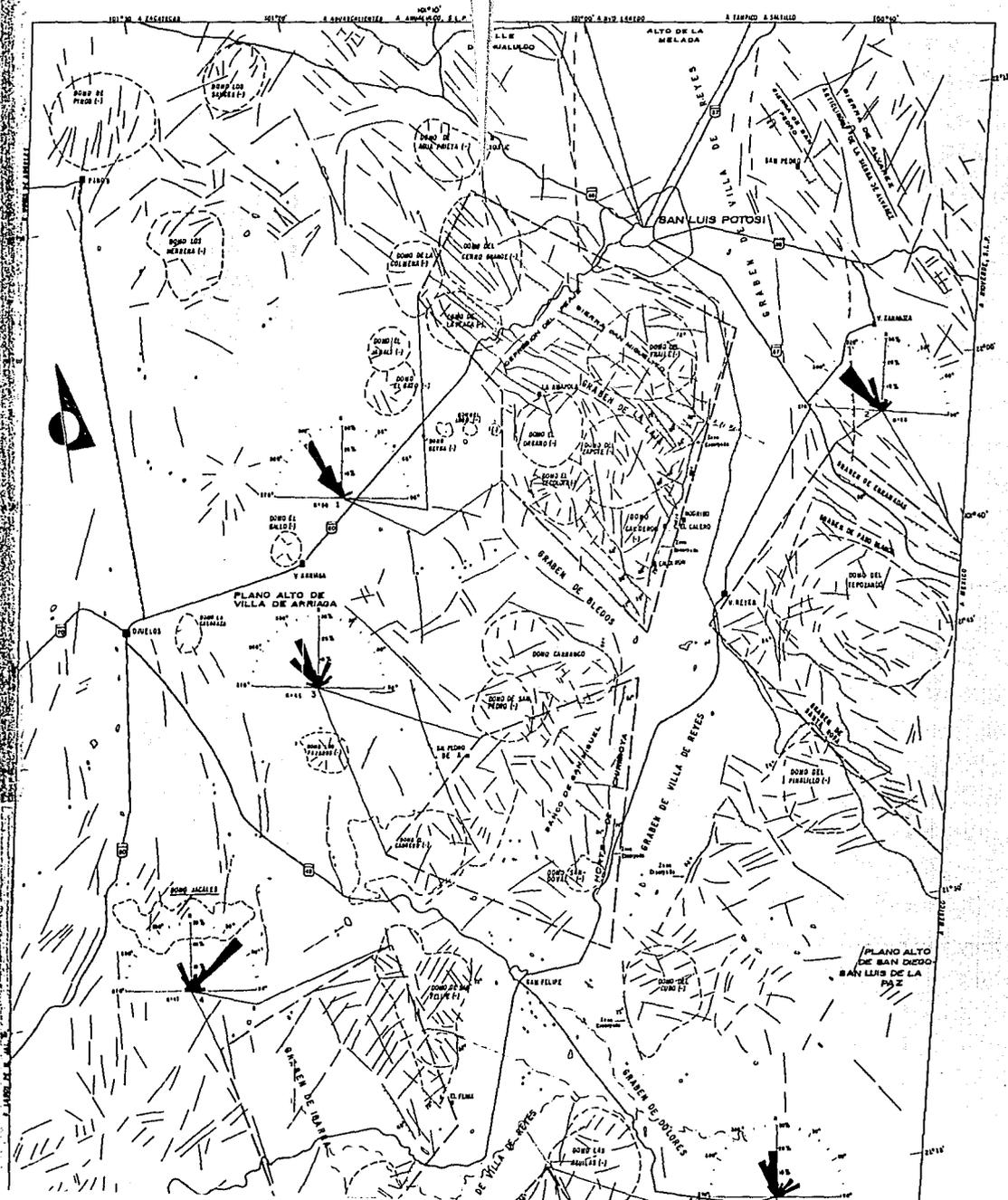
MAPA GEOLOGICO

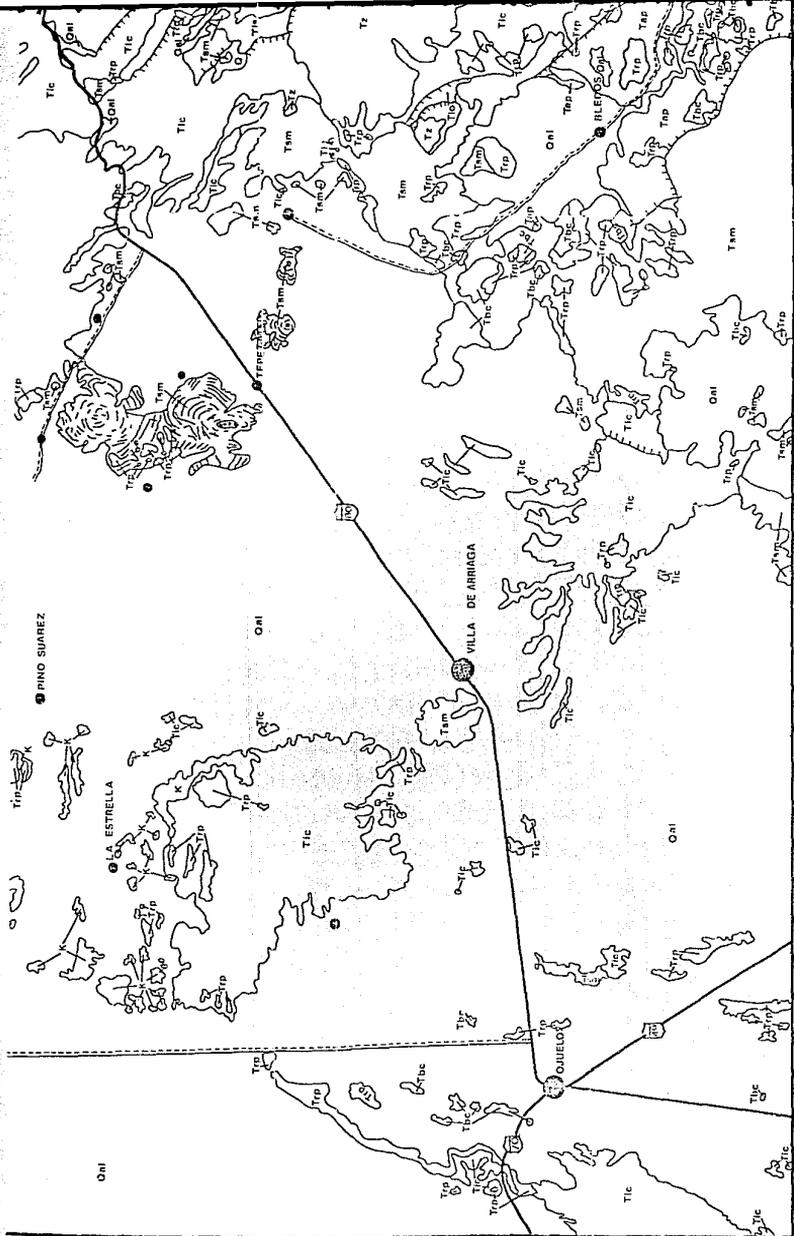
MAPA HIPSOMETRICO

MAPA HIDROGRAFICO

MAPA ESTRUCTURAL DE LOS DOMOS

Elaborados por A. Aguillón R.

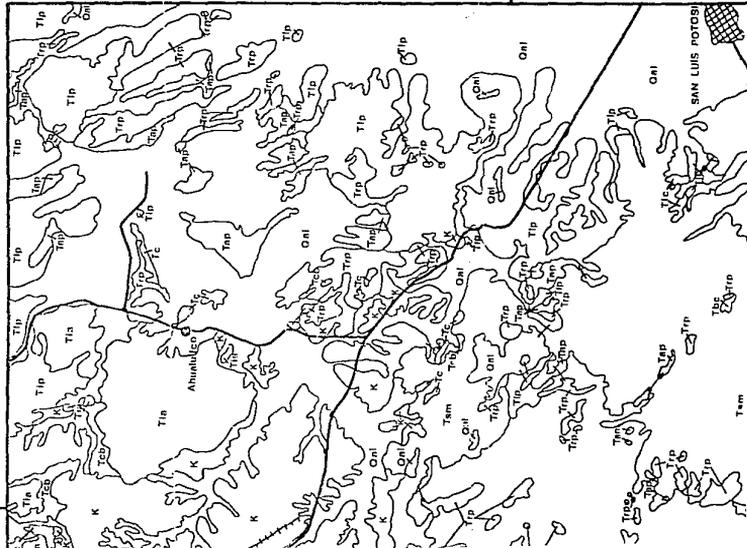




101° 15'

101° 30'

101° 15'



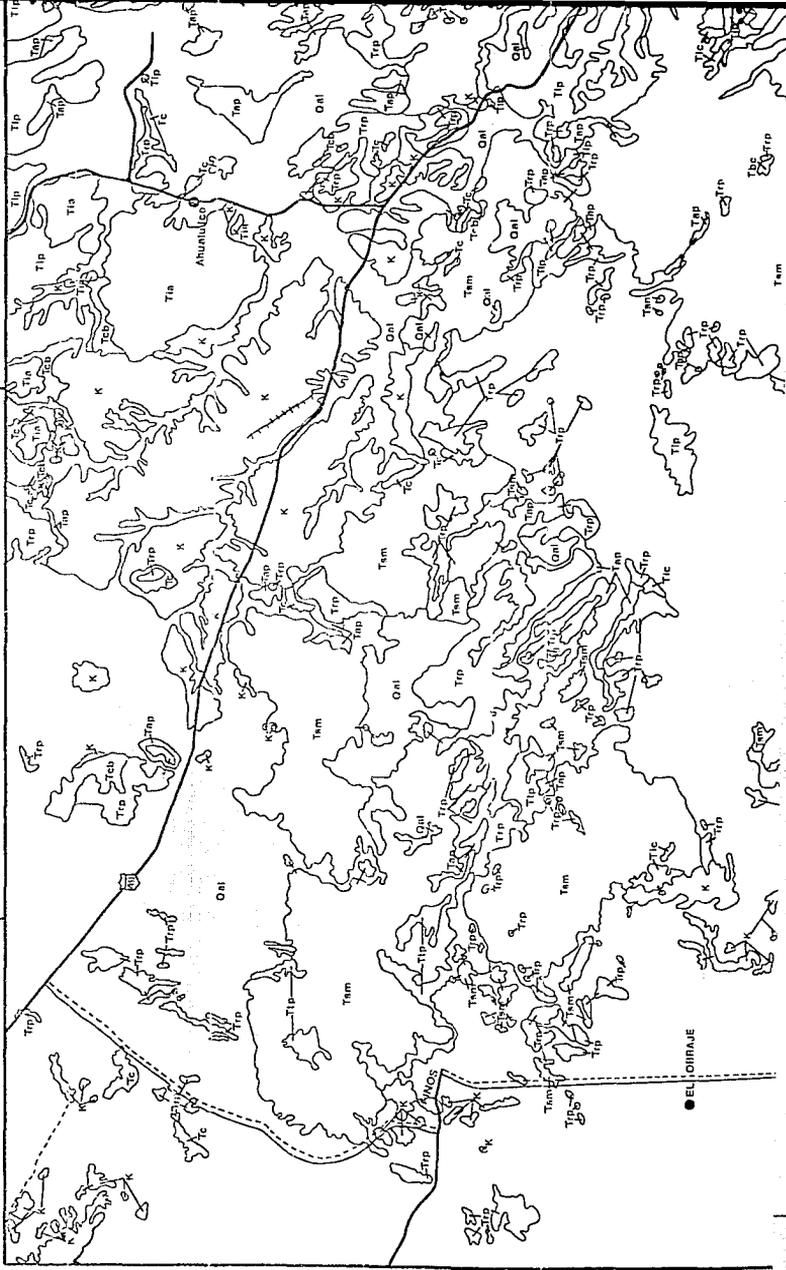
15'

COLUMNA GEOLOGICA

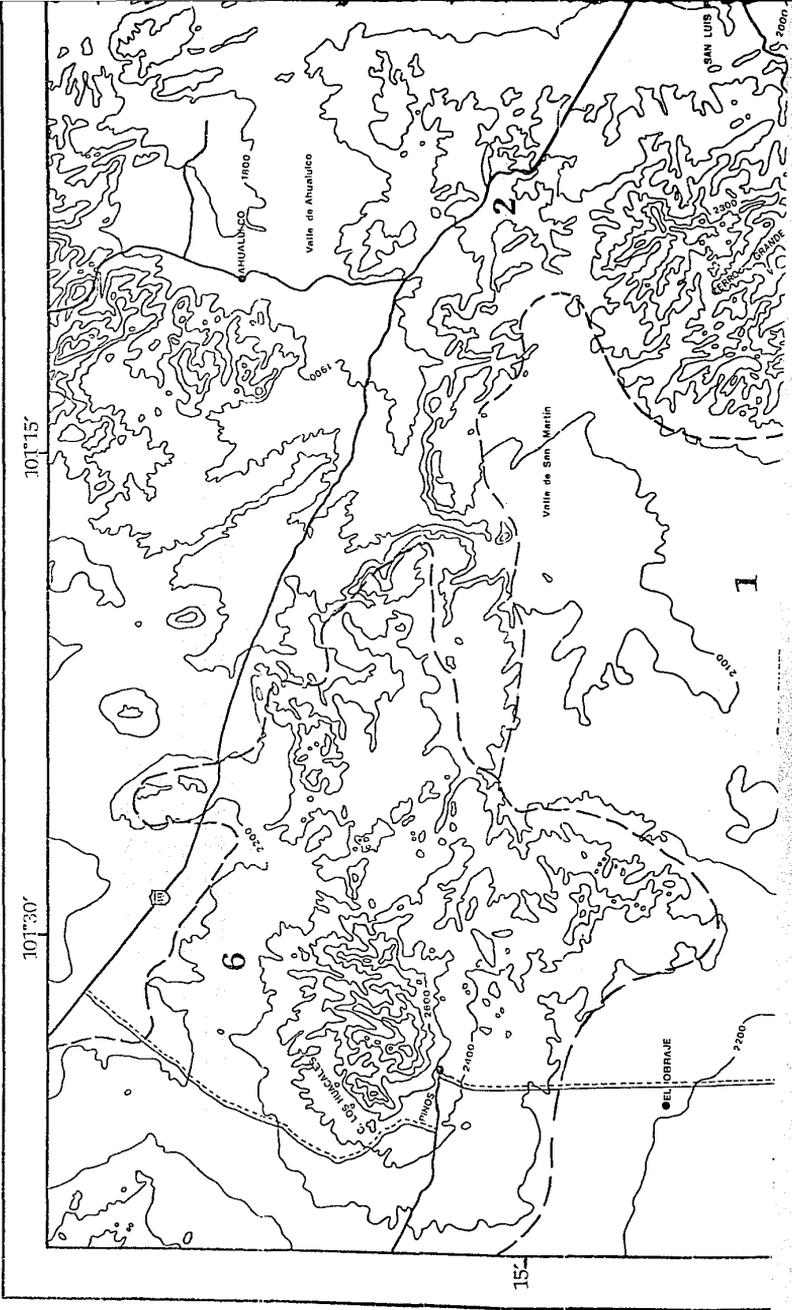
| | | |
|----------------|------|--|
| CUATERNARIO | Qal | ALUVION.- Depósito de origen aluvial. |
| | Tik | BASALTO CAIRAS.- Roca basáltica, con olivino y plagioclasa. |
| | Tlc | TRAQUITA LOS CASTILLO.- Derrame de lava con 5% de fenecristales de plagioclasa y escasos cristales de sodalita. |
| | Tlp | MIEMBRO SUPERIOR.- Compuesta en su cima por un flujo de cenizas soldadas; hacia la base se encuentran parcialmente soldadas. |
| | Tlp | MIEMBRO INFERIOR.- Flujo de cenizas de caída libre. |
| | Tia | IGNIMBRITA AHUALULCO.- Flujo de ceniza riolítica, totalmente soldada. |
| | Tz | RIOLITA EL ZAPOTE.- Derrame de lava fluidal, con textura porfírica. |
| | Tic | IGNIMBRITA CANTERA.- Tapete de flujos de cenizas riolíticas soldadas; parcialmente soldadas. |
| | Tsm | RIOLITA SAN MIGUELITO.- Derrame lávico muy fluidal, que forma estructuras domólicas. |
| | Tlp | TOMA PINOS.- Flujos de cenizas sin soldar, de grano fino con fragmentos filíceos y péñez sin colapsar. |
| | Tlp | LATITA PORTIZUELOS.- Derrame lávico que forma estructuras domólicas de composición tridacética. |
| | Tis | IGNIMBRITA SANTA MARIA.- Flujo de cenizas riolíticas con textura autaxítica y filíceas. |
| | Tclp | ANDESITA CASITA BLANCA.- Derrame andesítico, con 5% de fenecristales de birita y plagioclasa. |
| EOCENO. | Tc | FORMACION CENICERA.- Sedimentos lacustres continentales. |
| OLIGOCENO | | |
| TERCIARIO | | |
| RUTA PANALLICO | | |

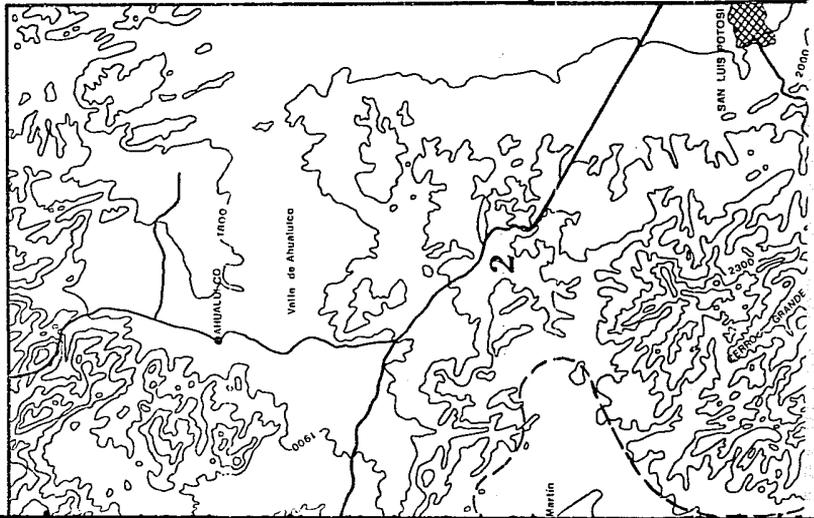
101° 15'

101° 30'

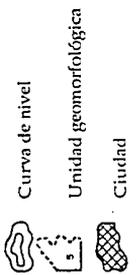
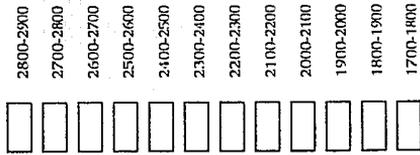


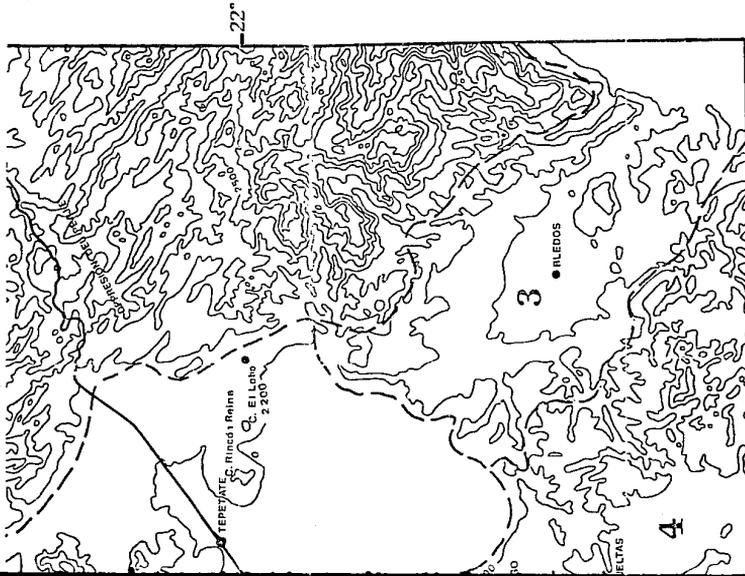
15-





LEYENDA

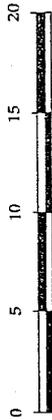




● Población

— Carretera pavimentada

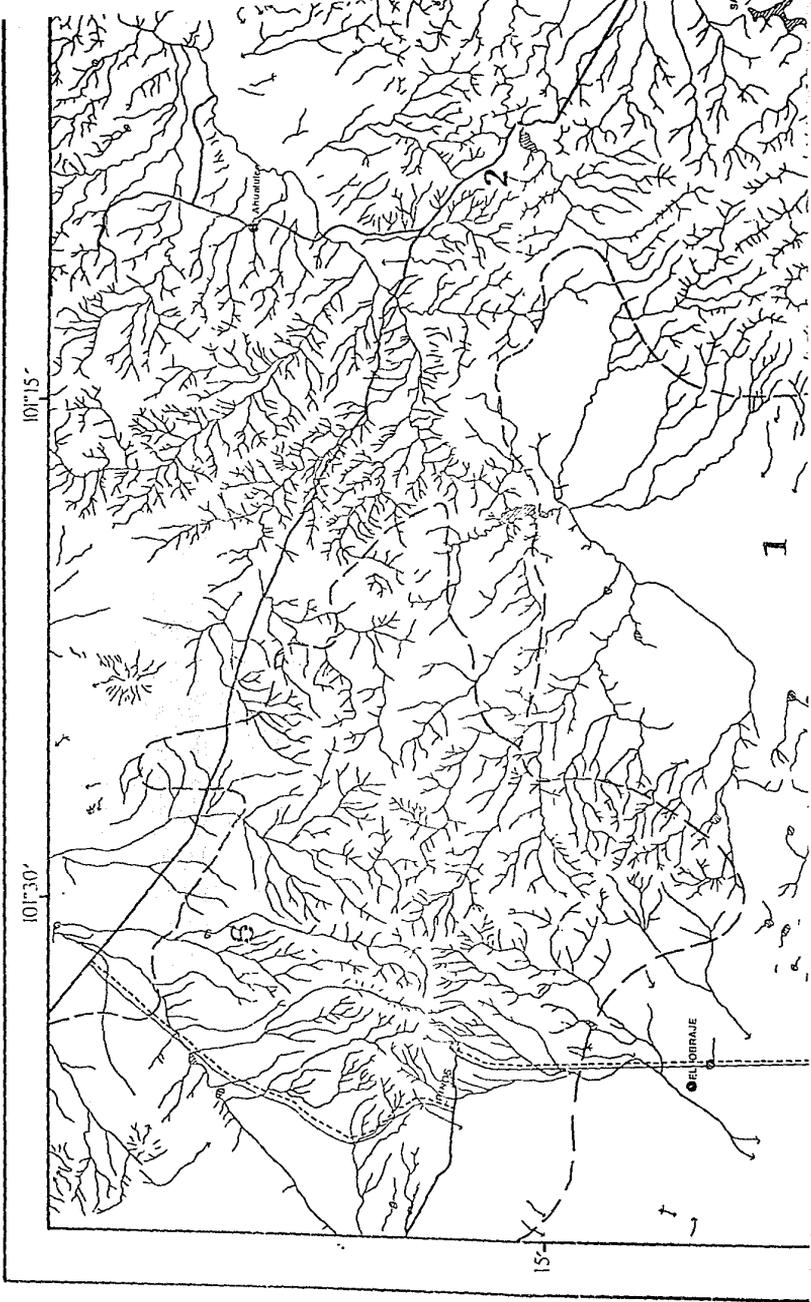
== Terracería



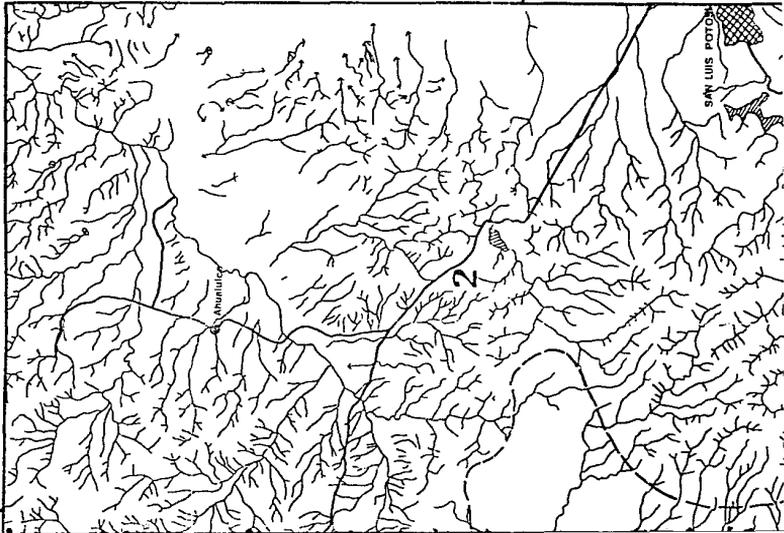
kilómetros
Escala Gráfica

Lámina 1. Mapa Hipsográfico de la porción SW del Campo Volcánico de San Luis Potosí.

Base topográfica : cartas topográficas 1:50,000, INEGI F14-A72, F14-A73, F14-A82, F14-A83, F14-C12 Y F14-C13.



101°15'



15'

LEYENDA



Arroyo



Estanque



Unidad geomorfológica



Ciudad



Población



Carretera pavimentada



Terracería

UNIDADES GEOMORFOLOGICAS.

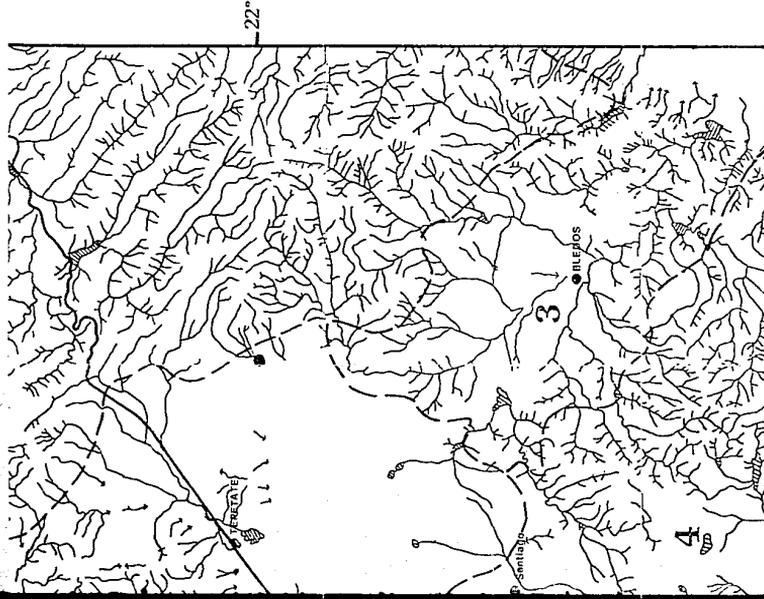
1. Altiplano de Tepetate - Villa de Arriaga - Pinos
2. Sierra de San Miguelito
3. Valle de Bledos
4. Sierra de Bledos
5. Serranías de Villa de Arriaga
6. Sierra de Pinos



101° 15'

101° 30'

22° 30'



kilómetros
Escala Gráfica

Lámina 2. Mapa Hidrográfico de la porción SW del Campo Volcánico de San Luis Potosí.

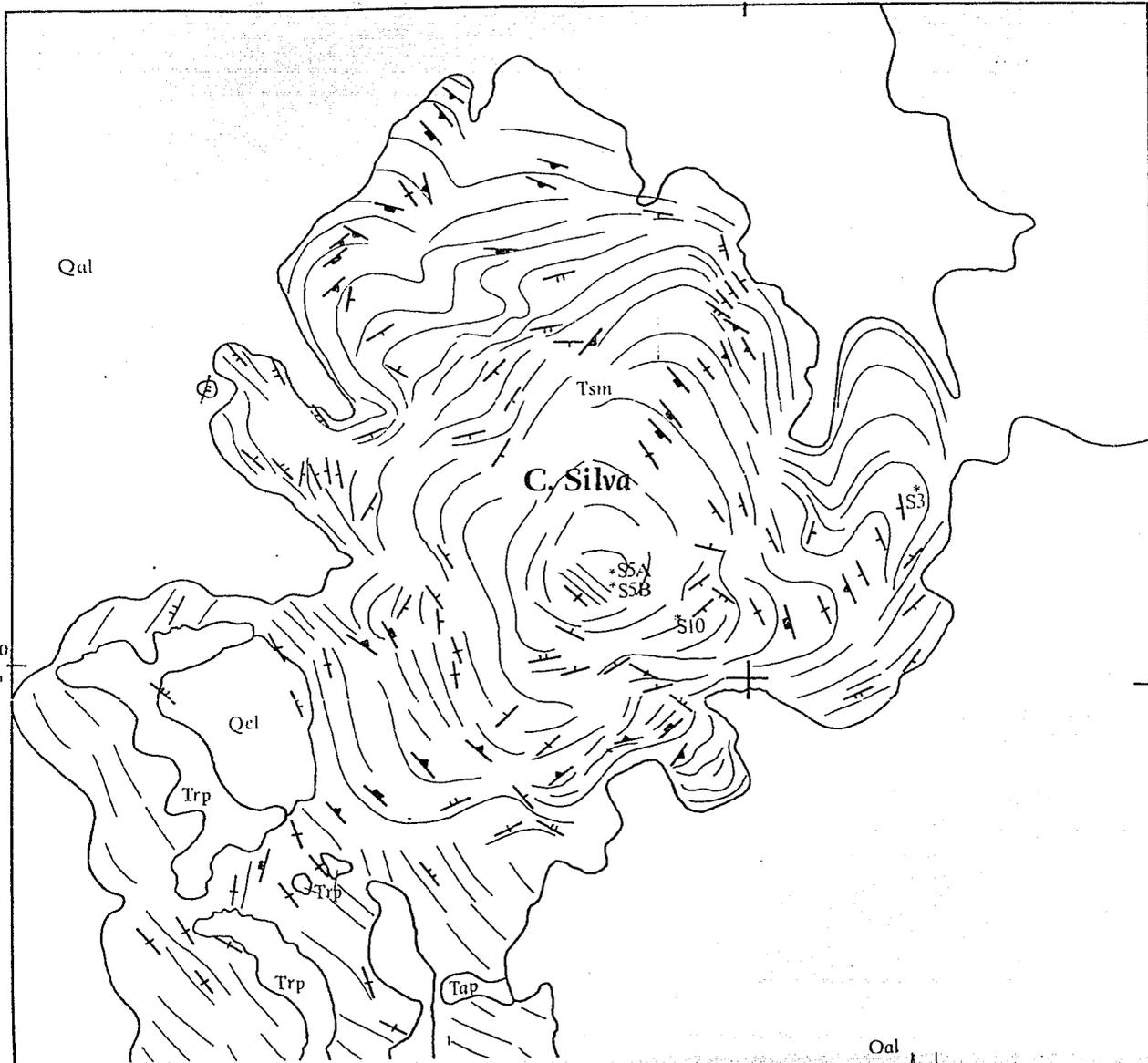
Base topográfica: cartas topográficas 1:50,000, INEGI F14-A72, F14-A73, F14-A82, F14-A83, F14-C12 Y F14-C13.

101°15'

101°15'

22°
05'

22°
05'



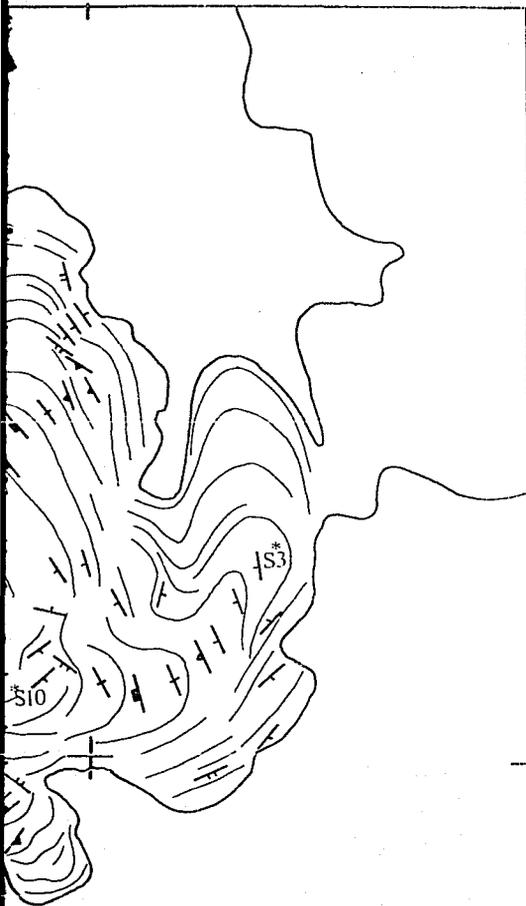
Cuaternario

Oligoceno

Silva Paralela

Qal

101° 15'

22°
05'

Oal

COLUMNA GEOLOGICA

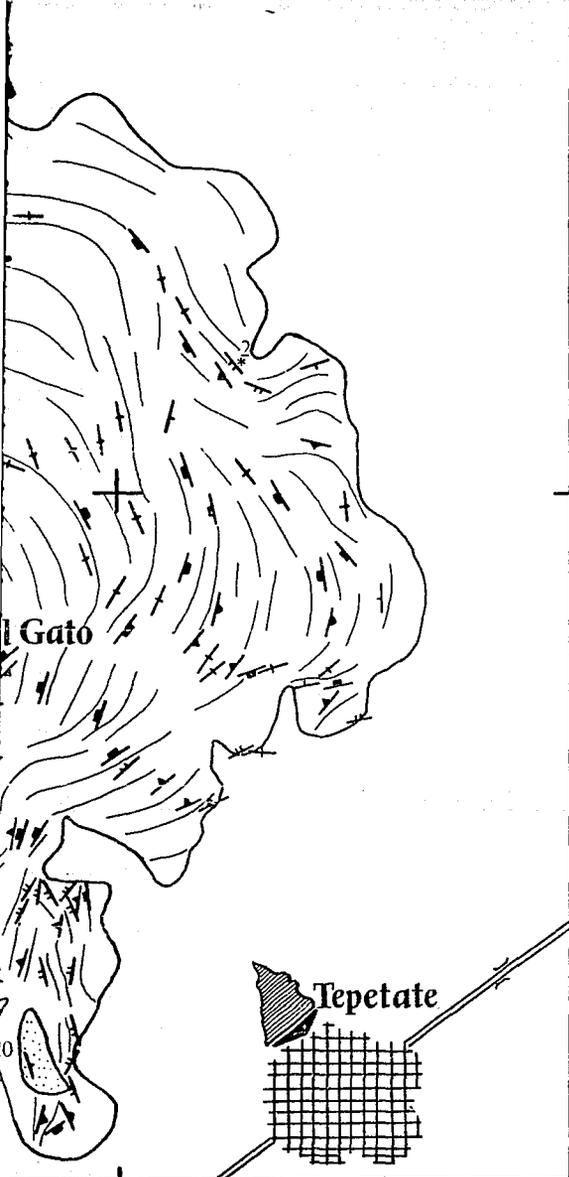
| | | | |
|-------------|-------------------|---|--|
| Cuaternario | Qal | ALUVION. | |
| | Qcl | COLUVION. | |
| Oligoceno | Riolita Panajillo | Trp | MIEMBRO SUPERIOR.- Toba de derrame piroclástico, con fragmentos de pomez y esquirlas de vidrio, contiene cuarzo y feldespatos. |
| | | Tap | MIEMBRO INFERIOR.- Toba riolítica, piroconsolidada, color café, contiene 5% de cuarzo, sanidino, plagioclasa. Fragmentos de pomez colapsado. |
| | | | ALTERACION HIDROTHERMAL.- Formando argilización, silicificación, oxidación de la roca. |
| | Tsm | RIOLITA SAN MIGUELITO.- Lava muy fluidal, que forma estructuras dómicas. (K-Ar=30 [±] 1.6 Ma. Labarthe, et al 1982). | |

LEYENDA

| | |
|--|--|
| | Contacto Geológico |
| | Falla normal mostrando el lado hundido |
| | Foliación de flujo en la lava |
| | Carretera pavimentada |
| | Presa o embalse |
| | Población |



Lá
 ra



* Muestra petrográfica (veáse anexo)

Rango de inclinaciones de las foliaciones de flujo

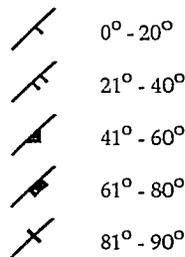


Lámina 4. Mapa Geológico y Estructural de los Domos El Gato y Cerro Silva.

Cartografiado por A. Aguillón, 1991