

## **VI. GEOLOGÍA**

### **VI.1 Marco Tectónico**

La historia tectónica y magmática cenozoica del noroeste de México está estrechamente relacionada con los procesos de subducción de la placa de Farallón y de las micro placas derivadas de la misma, debajo de la placas de Norteamérica.

Durante el terciario ocurrieron dos fenómenos geológicos importantes: El primero es la construcción de la provincia volcánica de la sierra madre occidental (McDowell y Clabaugh, 1979) asociada a la subducción de la placa Farallón debajo de la placa de Norteamérica durante el Oligoceno.

El segundo fenómeno ocurrió durante el Mioceno asociado a un cambio en la geometría de la subducción, cuando el volcanismo migro hacia el oeste formando un nuevo arco magmático a lo largo de la costa actual de Sonora y Baja California, esta migración del arco magmático es contemporánea con una fase de extensión cortical generalizada en la porción oeste y suroeste de la placa de Norteamérica que formo la morfología típica de Sonora caracterizada por cuencas y sierras paralelas (McDowell et al., 1997; Aranda-Gómez et al., 2000).

Estas cuencas fueron rellenas por sedimentos clásticos de la Formación Báucarit y otras formaciones contemporáneas. Asociado también con este evento se produjo un volcanismo bimodal con una componente calcoalcalina relacionada a subducción y una de tipo toleítico relacionada con la extensión. Alrededor de los 12.5 Ma el cese de la subducción de la micro placas Guadalupe y Magdalena provocó un cambio tectónico mayor, con el inicio de un movimiento lateral derecho a lo largo del sistema de fallas Tosco-Abreojos (Spencer y Nornark, 1979; Lonsdale, 1991) así como movimientos intracontinental (Gans, 1997). Con base a al interpretación que asocia el volcanismo del Mioceno Medio y Tardío con una zona de rifting, (Karing y Jensky, 1972) sugirieron que la apertura del Golfo de California inició con la posible formación de un protogolfo.

En la porción occidental de la Isla del Tiburón, la extensión del Golfo de California inició entre 15 y 13 Ma (Neuhaus et al., 1988). La toba rió lítica de San Felipe, en una edad de 12.6 Ma, ha sido correlacionada sobre una gran extensión 8 a mas de 250 KM), desde la Isla Tiburón y la costa de Sonora hasta la región de Puertecitos en Baja California (Oskin et al.,

2001). En la costa de Sonora en la región Guaymas –Empalme, Gastil y Krummenacher (1977) cartografiaron la porción costera entre Punta Lobos y Bahía Kino, proporcionando las primeras fechas de las rocas volcánicas cenozoicas de esta región las cuales indican un rango entre 22 y 10 Ma.

El primer trabajo geológico sobre las rocas volcánicas de la Sierra Libre en la costa de la Sonora central, fue realizado por Cochemé (1981), quien describió la estratigrafía de las rocas volcánicas y reporto la presencia de granófidios en la porción oriental de la Sierra de Santa Ursula en la costa entre Empalme y San Carlos, Paz-Moreno (1998) describió la petrografía y composición química de rocas basálticas y reporto edades isotópicas entre 12 y 8 Ma. (Figura 16, Marco Tectónico de Sonora).



Figura 16.-Marco Tectónico Sonora.

## VI. 2 Geología Superficial del Área

Para fines de la interpretación gravimétrica el esquema general del área de estudio se encuentra rocas antiguas y recientes, la mayor parte de estas son cubiertas por básicamente aluvión del cuaternario agrupándose las unidades constituidas por materiales consolidados en una sola unidad (Basamento) y las unidades de materiales no-consolidados a semiconsolidados en otra (Relleno Sedimentario):

El Basamento se encuentra representado por: Un granito del Mesozoico M (Gr) entre las rocas más recientes se tienen las Riolitas del Terciario T (R), Lutitas-Areniscas del Mesozoico M (lu-ar), Tonalitas del Cretácico K (Tn), Conglomerados del Cenozoico C (Cg.) y Calizas del Paleozoico P (CZ).

Relleno Sedimentario constituido por depósitos aluviales (Qpt Cgp) y sedimentos del reciente (Q hoal) como arcilla, limo, arena y grava de grano fino a grueso cuya densidad promedio se considera de 2.2 gr. /cm<sup>3</sup>. Dichos materiales se distribuyen en franjas de pie de monte que bordean las sierras circundantes y en las planicies aluviales. Es importante mencionar que dentro del relleno sedimentario se considera las rocas semi-consolidadas y consolidadas que determinan la unidad Conglomerado Báucarit, formación arrayanes, coyotes y Santa Clara.

Las rocas volcánicas más jóvenes (Mioceno – Pleistoceno, **Tm TR-B**), están constituidas por derrames de composición riolítica cubiertas por un volcanismo básico de naturaleza toleítica de edad Terciario Tardío en algunos sitios (Cochemé, J.J., 1981). En la mayoría de los casos estas rocas descansan discordantemente sobre granitos y/o andesitas. Ortega et al (1992) asocia este vulcanismo con cuencas tensionales y transtensionales, producto de la actividad tectónica que da origen a la formación del Golfo de California o la migración hacia el sur del fracturamiento “Basin and Range”. Estos autores asignan edades de 14 a 18 Millones de años para esta secuencia.

El Cuaternario esta representado por secuencias que corresponden a depósitos aluviales desarrolladas durante el Pleistoceno (**Qpt Cgp**). Su granulometría y composición varían de acuerdo a la posición geográfica de la roca madre y al ambiente sedimentario donde fueron depositados. Se presentan en franjas de pie de monte que bordean las sierras circundantes. En las planicies aluviales dichos depósitos se desarrollan en forma de terrazas aluviales, las

cuales están constituidas por materiales como gravas, representadas por cantos, guijarros y clastos de composición variable. Dichos sedimentos están sobreyacidos por sedimentos del reciente (**Q hoal**) como arcillas, limos, arenas y gravas de grano fino a grueso, en lo que corresponde a la planicie de inundación de los afluentes principales.

La unidad más antigua (**PCz**) dentro del área de estudio está representada por una secuencia de rocas predominantemente carbonatada, constituida por intercalaciones de caliza y arenisca, la cual se interpreta como depósitos de plataforma somera, y que corresponde al Paleozoico Inferior (COREMI, 2002). Ésta unidad se encuentra intrusionada por las rocas del Cretácico Superior (**MGr**). Sus afloramientos más importantes se localizan en la Sierra Flojera, sierra Santa Teresa, Cerros el Sarpullido, Cerro la Piedra, Cerro las Burras, Cerro el Chivato, Cerro el Orégano, cerro el Chupadero, Cerro el Represo, Cerro Santo Niño, Cerro la Puerca, Cerro el Gorgus y Cerro las Víbora, (Figura 17.- Mapa geológico del área de estudio)

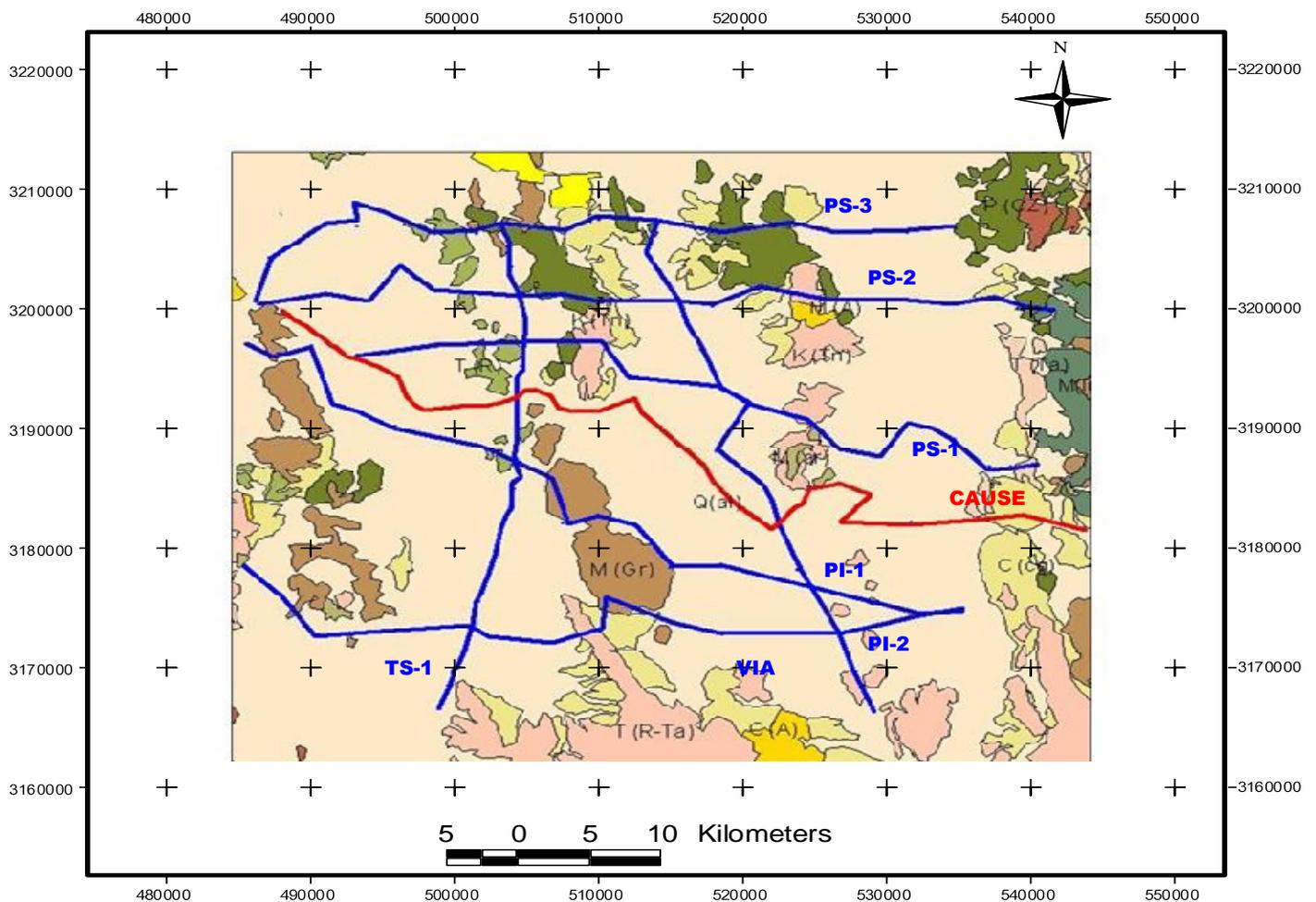


Figura 17.- Mapa Geológico del Área de Estudio.

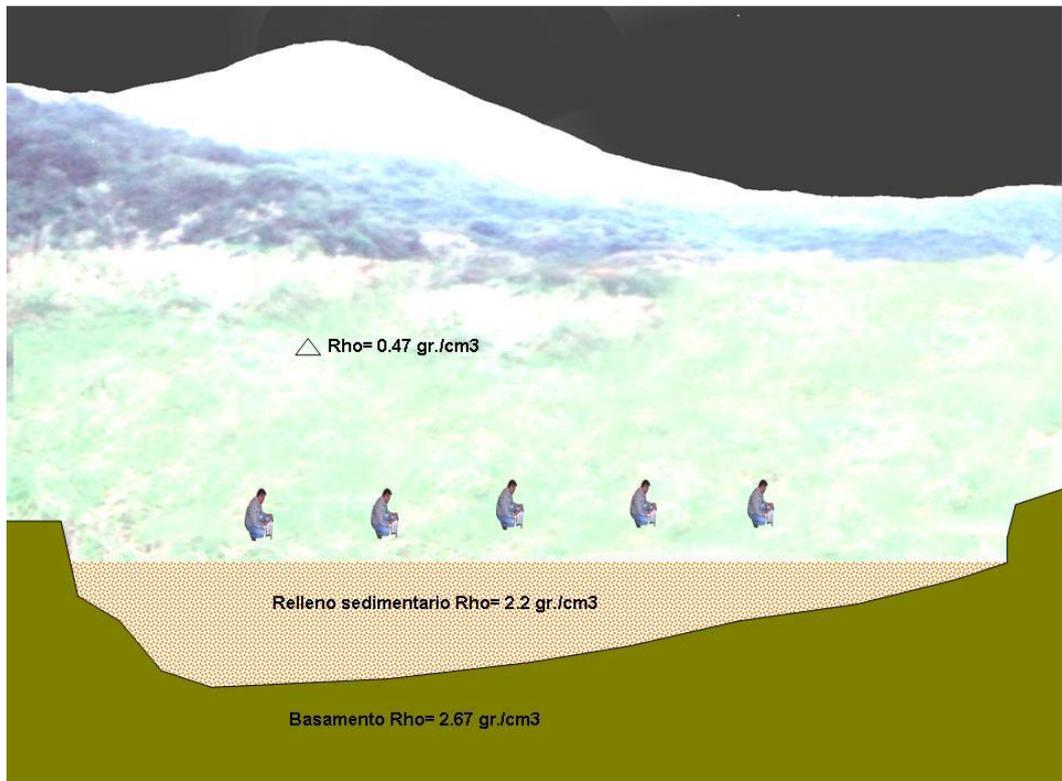


Figura 18.- Esquema Geológico Generalizado de la Configuración del Basamento y Relleno Sedimentario y su Asociación con Valores de Densidad Obtenidos por Diferencias de Contrastes.

## VII. MODELADO DE PERFILES

### VII.1 Anomalía Residual

El procedimiento directo en la interpretación cuantitativa de las anomalías residuales, se basa en la suposición de que el sustratum o basamento es de densidad uniforme. Esto es particularmente relevante cuando la interfase entre dos materiales de diferente densidad ha sido identificada por medio de técnicas ajenas a la gravimetría. El objetivo en estos casos es determinar el relieve del basamento comparado con las variaciones observadas en los valores de las anomalías residuales. El método usual es calcular el sustratum equivalente a determinada profundidad y reemplazarlo por la superficie topográfica (Grant y West, 1965). Para ello se utiliza la siguiente ecuación:

$$G_{RES} = 2 \pi G \Delta\rho h$$

Donde:

$G_{RES}$ : anomalía residual

G: constante de gravitación universal ( $6.67 \times 10^{-8}$  dinas  $cm^2 / g^2$ )

$\Delta\rho$ : contraste de densidad

h: elevación de la estación