UNIVERSIDAD DE SONORA

ESCUELA DE GEOLOGIA

Biblioteca Depto. de Geologia

GEOLOGIA DE LA HOJA OPODEPE H12D12
MUNICIPIO DE OPODEPE, SONORA, MEXICO.

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:

G E O L O G O

P R E S E N T A N

María Concepción Figueroa Valenzuela

Alma Susana Grijalva Haro

HERMOSILLO, SONORA ENERO DE 1989

Universidad de Sonora

Repositorio Institucional UNISON

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

Biblioteca Depto.
de Geologia

U N I V E R S I D A D D E S O N O R A

D E P A R T A M E N T O D E G E O L O G I A

GEOLOGIA DE LA HOJA OPODEPE (H12D12)
MUNICIPIO DE OPODEPE, SONORA, MEXICO

FIGUEROA VALENZUELA MARIA CONCEPCION

GRIJALVA HARO ALMA SUSANA

Hermosillo, Sonora a 26 de Octubre de 1988.

Biblioteca Depto. de Geología

ING. RICARDO AMAYA MARTINEZ
Coordinador Ejecutivo
Depto. de Geología.
P r e s e n t e .

Por medio de la presente me permito someter a su consideración el tema de tesis de las pasantes de Geólogo ALMA SUSANA * GRIJALVA HARO (NUM. EXP. 8211803-5) y CONCEPCION * FIGUEROA VALENZUEA (NUM. EXP. 8210227-9), titulada, "Geología de la Hoja Opodepe (H12D12), Municipio de Opodepe, Sonora, México".

Agradeciendo de antemano la atención que se sirva prestar a la presente.

A T E N T A M E N T E

GEOL. SAUL HERRERA URBINA
Director de Tesis

c.c.p. M.C. Mariano Morales. Secretario Académico.
c.c.p. Interesadas.
c.c.p. Director de Tesis.
c.c.p. A r c h i v o .

HERMOSILLO, SONORA TEL. 2-10-46 EXTS. 109 Y 111

Departamento de Geología

5-DICIEMBRE-1988

GEOL. SAUL HERRERA URBINA
M7C. DEP7O. DE GEOLOGIA
DIRECTOR DE 7ESIS
P r e s e n t e .

Por este conducto, tengo a bien informarle que ha sido aprobado el tema de tesis intitulado "GEOLOGIA DE LA HOJA OPODEPE (H12D12), MUNICIPIO DE OPODEPE, SONORA", para que sea sustentada por las pasantes de Geblogo :

ALMA SUSANA * GRIJALVA HARO (EXP. 8211803-5)
MARIA CONCEPCION * FIGUEROA VALENZUELA (EXP. 8210227-9)

Sin otro particular por el momento, reciba un cordial saludo.

A T E N T A M E N T E

ING. RICARDO [illegible]
COORDINADOR ADMINISTRATIVO

UNIVERSIDAD DE SONORA
HARA MI GRANDEZA
DEPARTAMENTO DE
GEOLOGIA

c.c.p Interesada
c.c.p A r c h i v o .

HERMOSILLO, SONORA TEL. 2-10-46 EXTS. 109 Y 111

Departamento de Geología

NOMBRE DE LA TESIS:

"GEOLOGIA DE LA HOJAS (H12D12), MUNICIPIO DE OPODEPE, SONORA, MEXICO".

NOMBRE DE LOS SUSTENTANTES:

ALMA SUSANA GRIJALVA HARO

MA. CONCEPCION FIGUEROA VALENZUELA

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

ING. EFREN PEREZ SEGURA

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

ING. JOSE LUIS RODRIGUEZ CASTAÑEDA

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

GEOL. SAUL HERRERA URBINA

A T E N T A M E N T E
"EL SABER DE MIS HIJOS HARA MI GRANDEZA"

ING. RICARDO AMAYA MARTINEZ
Coordinador Ejecutivo

EL SABER DE MIS HIJOS
HARA MI GRANDEZA
DEPTO. GEOLOGIA

RAM*ag

D E D I C A T O R I A

A MIS PADRES:

ALEJANDRO FIGUEROA CORDOVA (+)
MARIA LILIA VDA. DE FIGUEROA
POR DARME TODO: AMOR, CONSEJOS,
CONFIANZA Y AMISTAD.

A MI HERMANA:

LILIA DEL CARMEN
POR CREER EN MI, DARME SU APOYO
INCONDICIONAL Y SER MI MEJOR AMIGA.

A MIS HERMANOS:

ALEJANDRO
EDUARDO IGNACIO
RAMON EDMUNDO
AURELIO
PEDRO AMADOR
Y FRANCISCO ADRIAN
POR SU AYUDA, CONFIANZA
APOYO Y CARIÑO.

A MIS TIAS:

MARIA JESUS
MARIA LUISA
Y LUCINDA
POR SU CARIÑO Y CONSEJOS

A TODOS ELLOS MI AMOR Y AGRADECIMIENTO.

CONCHITA

D E D I C A T O R I A

A MIS PADRES:

JESUS Y ANA CECILIA
POR TODO SU AMOR, CONFIANZA
Y COMPRENSION.

A MIS HERMANOS:

DANIEL, MARTA, CECILIA, JAIME,
ISABEL, ARTURO, LAURA, EVA DELIA,
MONICA Y LUIS.
QUIENES CON SU CARIÑO Y AMISTAD
SIEMPRE ME APOYARON.

A MI TIA:

GENOVEVA HARO CONTRERAS
POR SU AFECTO, APOYO Y
CONSEJOS.

ALMA SUSANA

R E S U M E N

En la región de Opodepe se reconocieron rocas del Precámbrico, Mesozoico y Cenozoico.

Las rocas precámbricas están constituídas por dos conjuntos de rocas ígneo-metamórficas y una unidad sedimentaria. Las rocas ígneo-metamórficas forman el complejo La Ramada y el conjunto Opodepe, los cuales se diferencían entre si por sus características petrográficas y cubertura sedimentaria, considerándoseles como un alóctono y un autóctono relativo respectivamente.

El conjunto Opodepe que forma el basamento cristalino de la región se divide en dos unidades: La unidad Aserradero constituída de rocas metamórficas cuya composición varía de intermedia a máfica y la unidad Lobera formada en su mayoría por gneises, augen gneises y localmente anfibolitas. Este conjunto es asignado al Precámbrico en base al metamorfismo fechado en un gneis perteneciente a la unidad Aserradero, el cual dió una edad de 1600 m.a. (Anderson, 1987, comunicación personal). Estas rocas son cabalgadas por rocas del complejo La Ramada.

El complejo La Ramada está formado por una unidad metamórfica (El Peñascal) y dos unidades intrusivas (granodiorita de hornblenda y Granito Aibó), asignadas al Precámbrico por correlación con el complejo ígneo-metamórfico de Caborca.

Las rocas sedimentarias asignadas al Precámbrico superior están representadas por el grupo La Palma. Esta unidad está

constituída por una secuencia de ortocuarcitas y areniscas cuarzo-feldespaticas, presentándose hacia su base un conglomerado con fragmentos de gneis, intrusivo y ortocuarcita, el cual cubre discordantemente a rocas del Complejo La Ramada.

En el Mesozoico se tiene una secuencia de rocas volcánicas de composición intermedia asignada al Jurásico (?), así como una secuencia sedimentaria del Cretácico inferior formada por calizas y areniscas, las cuales se presentan muy metamorfizadas y en afloramientos aislados sobre el intrusivo Terciario. Estas rocas son cubiertas discordantemente por rocas volcánicas asignadas al Cretácico superior-Terciario inferior, constituídas de andesitas, aglomerados y riolitas que también cubren discordantemente a rocas sedimentarias del Precámbrico superior; discordancia marcada por un conglomerado con fragmentos de rocas sedimentarias y de rocas volcánicas andesíticas.

Todas las unidades anteriormente mencionadas se encuentran afectadas por intrusivos graníticos que forman parte del Batolito de Aconchi, produciendo en ellas alteración y metamorfísmo de contacto.

Dichos intrusivos consisten de un granito de biotita con facies de granodiorita y monzonita, distinguiéndose además un granito de muscovita con biotita y granate, éstos últimos pertenecen a los granitos tipo "S". Las edades obtenidas por distintos investigadores, dan un rango desde Paleoceno a Eoceno.

Las rocas volcánicas del Terciario están representadas por riolitas y tobas de composición félsica, así como por escasos derrames de rocas de composición intermedia. También se reconocieron depósitos de sedimentos continentales pertenecientes

a la Formación Báucarit.

En el Precámbrico se tiene la deformación más antigua que se presenta en el área, representada por el metamórfismo regional en las rocas tanto del Grupo Opodepe como del Complejo La Ramada.

Los diagramas de concentración de polos dan un plegamiento de la foliación con un eje general NE-SW para ambos, sin embargo se observa una diferencia en el comportamiento de las foliaciones de cada uno.

El cabalgamiento del Complejo La Ramada sobre la rocas volcánicas del Jurásico (?) y el de la Granodiorita de Hornblenda sobre la unidad El Aserradero son las estructuras asociadas a las deformaciones producidas por la fase nevadiana en el área.

Posteriormente a esto se desarrolla un evento tectónico distensivo, que dió lugar a la formación de horst y graben, que forman la morfología actual del área.

I N D I C E

RESUMEN

I GENERALIDADES

INTRODUCCION 1

1.1 Localización del área 1

1.2 Clima, flora y fauna 4

1.3 Métodos de trabajo 4

1.4 Trabajos previos 5

1.5 Agradecimientos 5

II FISIOGRAFIA Y GEOMORFOLOGIA

III ESTRATIGRAFIA

3.1 PRECAMBRICO

3.1.1 Conjunto Opodepe 11

3.1.1.1 Unidad Aserradero 11

3.1.1.2 Unidad Lobera 15

3.1.2 Complejo La Ramada 18

3.1.2.1 Granodiorita de hornblenda 19

3.1.2.2 Unidad El Peñascal 20

3.1.2.3 Granito Aibó 24

3.1.3 Grupo La Palma 26

3.2 MESOZOICO

3.2.1 Secuencia Volcánica del Jurásico 31

3.2.2 Secuencia Sedimentaria del Cretácico inferior 33

3.2.3 Rocas volcánicas del Cretácico superior-Terciario inferior 36

3.3 CENOZOICO

3.2.1 Intrusivo Batolítico de Aconchi (Terciario inferior) 40

3.3.2 Rocas volcánicas del Terciario 46

3.3.3 Formación Báucarit 48

3.3.4 Terrazas Aluviales 50

3.3.5 Aluvión 51

IV GEOLOGIA ESTRUCTURAL

4.1 Deformación precámbrica 55

4.2 Deformación nevadiana 57

4.3 Evento laramídico 60

4.4 Estructuras del Terciario 60

V EVOLUCION TECTONICA

5.1 Precámbrico 65

5.2 Jurásico 67

5.3 Cretácico inferior 71

5.4 Cretácico superior-Eoceno 72

5.5 Oligoceno-Mioceno 73

VI CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES 76

BIBLIOGRAFIA 79

I N D I C E D E F I G U R A S

Figura	1	Plano de localización.	3
Figura	2	Vías de comunicación.	3
Figura	3	Provincias Fisiográficas.	9
Figura	4	Pliegues ptigmáticos. Deformación en la unidad Aserradero, observada en la cañada El Aserradero.	13
Figura	5	Deformación observada en la unidad Aserradero, sobre la cañada El Aserradero.	13
Figura	6	En la cañada Las Jarillas se observa la hornblendita como relicto original después del metamorfismo, en la unidad El Aserradero.	14
Figura	7	Sobre la cañada Las Jarrillas se observa como el intrusivo Terciario se emplaza en los planos de debilidad de las rocas de la unidad Aserradero.	14
Figura	8	Pliegues isoclinales observados en un gneis de la unidad Lobera, localizados al norte del Rancho El Huérigo.	17
Figura	9	Al sur del Rancho La Lobera, en la unidad Lobera se observa el cambio del augen gneiss a anfibolita.	17
Figura	10	Columna esquemática interpretada para las rocas sedimentarias del grupo La Palma.	29
Figura	11	Localización de muestras fechadas radiométricamente. Damon y otros (1983).	44
Tabla	1	Edad K-Ar de las rocas del Batolito Laramide de Sonora (Damon y otros 1983).	45
Figura	13	Columna estratigáfica esquemática.	52
Tabla	2	Tabla de correlación estratigráfica.	53
Figura	14	Diagrama de concentración de polos de foliaciones de la unidad El Peñascal del complejo La Ramada.	56

Figura 15 Diagrama de concentración de polos de foliaciones para el conjunto Opodepe. 56

Figura 16 Cabalgamiento de las rocas del Precámbrico sobre las rocas volcánicas del Jurásico. 58

Figura 17 Sección A-A'. 61

Figura 18 Roseta de fracturamientos y fallamientos de las rocas volcánicas Terciarias y la Formación Báucarit. 62

Figura 19 Plano estructural 64

Figura 20 Modelo para la evolución del NW de México, durante el Jurásico-Cretácico, según Rangin (1982). 69

Figura 21 Modelo para la evolución del NW de México, durante el Jurásico-Cretácico, según Minjárez (1987). 70

G E N E R A L I D A D E S

INTRODUCCION

El presente trabajo está realizado tomando como base la colaboración y ayuda que Petróleos Mexicanos ha prestado al Departamento de Geología de la Universidad de Sonora a través de convenios entre ambas instituciones para estudios de geología superficial en diferentes áreas del Estado; como es el caso del convenio 04-87 denominado Prospecto Aconchi, área Caborca, que comprende la cartografía de las siguientes hojas: Aconchi (H12D13), Rayón (H12D22) y Opodepe (H12D12).

El presente estudio de tesis es el resultado del convenio antes mencionado. El propósito fundamental fué elaborar la geología a semidetalle de la hoja Opodepe.

1.1 Localización del área de estudio

El área de estudio se localiza en la parte centro del Estado de Sonora, a 80 Km. al noreste de Hermosillo (Fig. 1). Comprende la Hoja Topográfica H12D12 (Opodepe) con una superficie aproximada de 900 Km^2, con coordenadas 110° 20' y 110° 40' de longitud oeste y 30° y 29° 45' de latitud norte. En la figuras 1 y 2 se ilustran las principales vías de acceso al área de estudio.

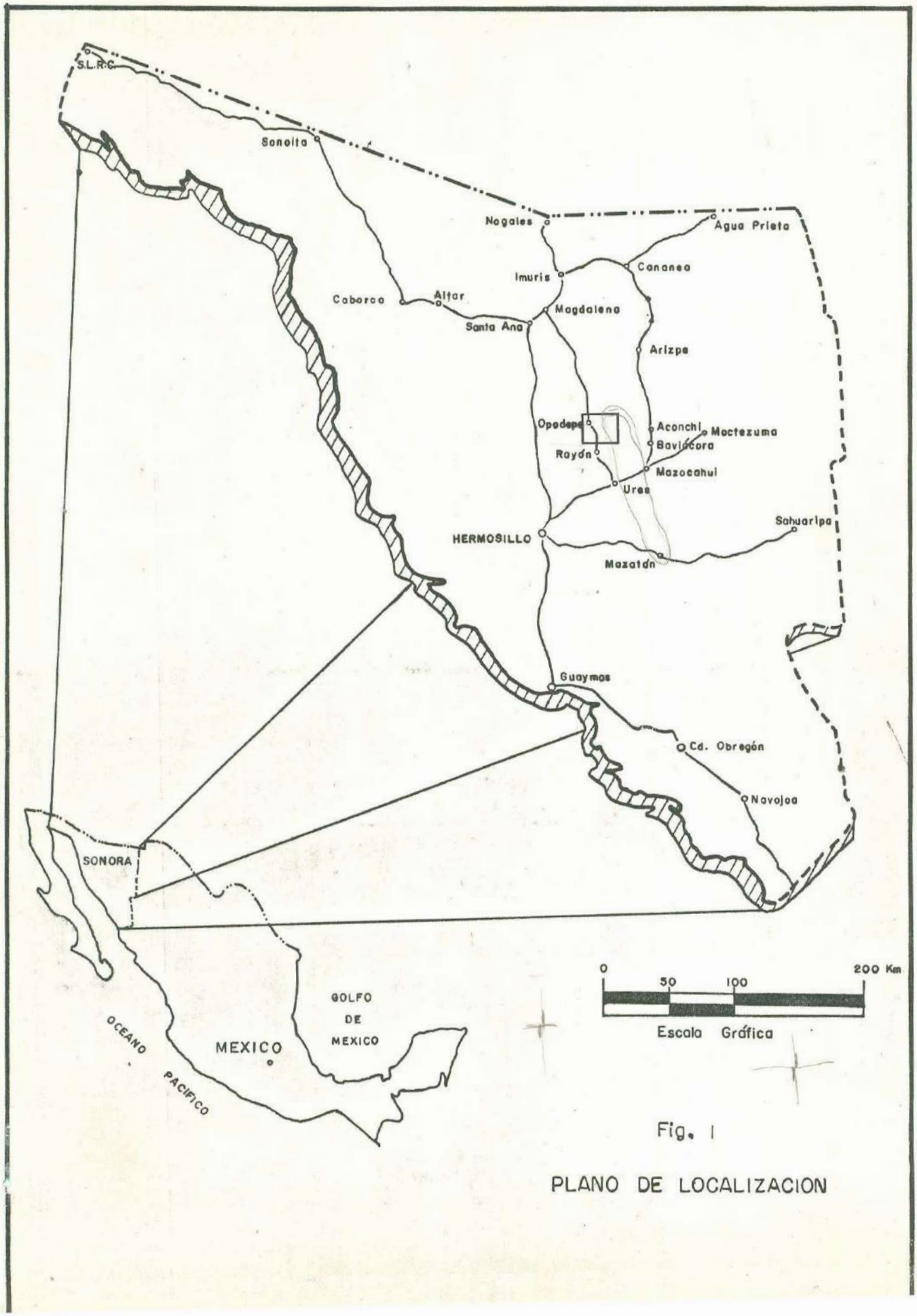
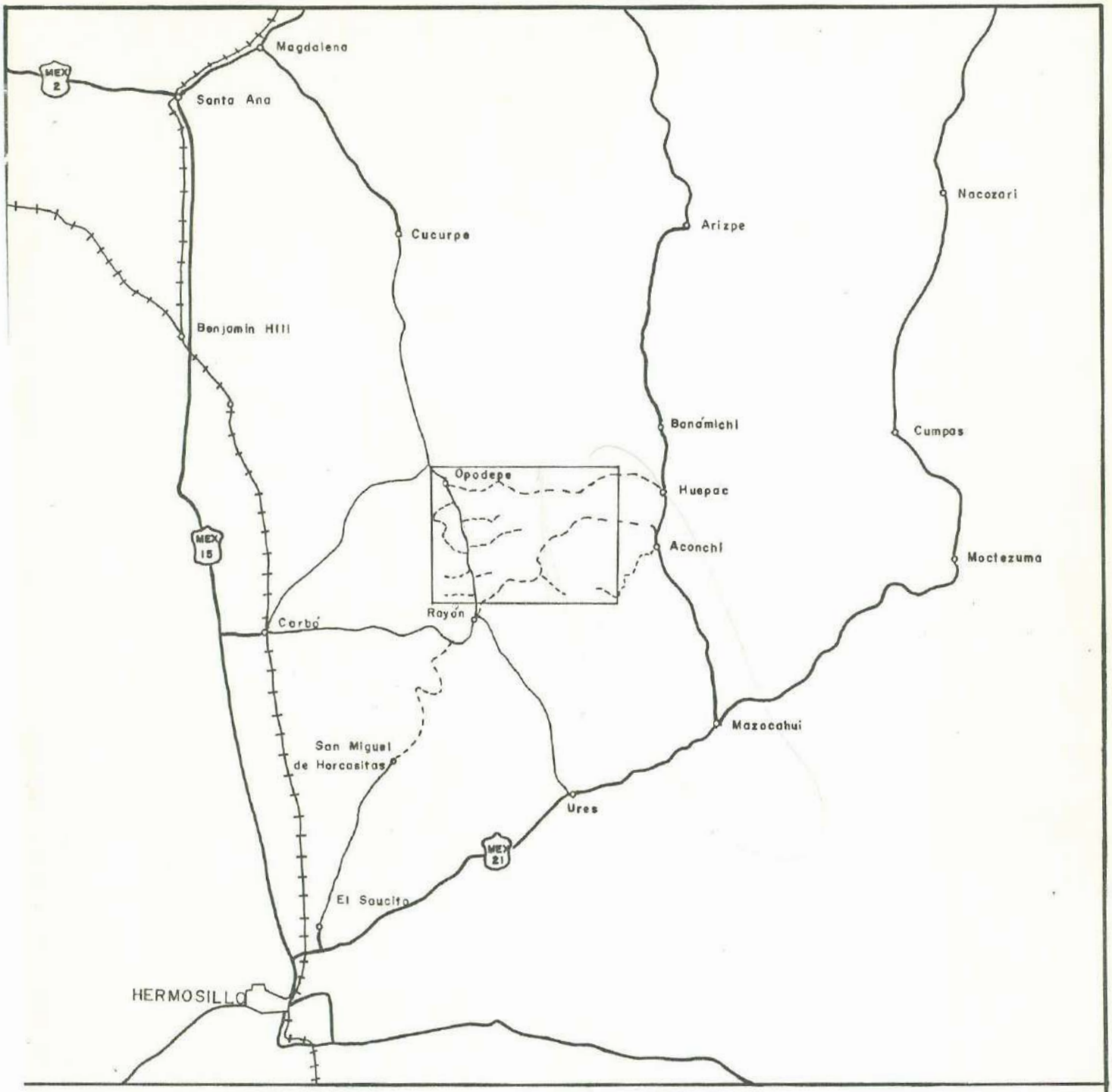


Fig. 1

PLANO DE LOCALIZACION



EXPLICACION

- Area de Estudio
- Carretera Pavimentada
- Camino de Terracería (bueno)
- Camino de Terracería (malo)
- Vía de Ferrocarril

Fig. 2

VIAS DE COMUNICACION

1.2 Clima, flora y fauna

El clima para esta región de Sonora se divide para las regiones topográficas bajas en seco semicálido y para las regiones altas en semiseco templado, ya que presentan temperaturas medias y precipitaciones diferentes.

En las partes topográficas bajas la temperatura anual media es de 20° a 22° con una prcipitación media anual de 400 a 500 mm, y en las partes altas (Sierra de Aconchi) la temperatutra es de 10°a 12° con una precipitación media anual de 700 a 800 mm.

La flora y fauna en el área es típica de las regiones con climas cálidos y secos.

1.3 Método de trabajo

El programa seguido para la elaboración de este estudio fue:

1) Recopilación de información bibliográfica de estudios hechos en el área y alrededores y en general de trabajos que contribuyan para la investigación del área .

2) Fotointerpretación preliminar, marcando contactos geológicos en fotografías aéreas verticales blanco y negro, a escala 1:50 000, editadas por INEGI.

3) Verificación de campo que consistió en chequeo de contactos fotogeológicos, caminamientos y secciones, así como muestreo sistemático y descripción de los principales afloramientos para efectuar estudios petrográficos.

4) Trabajo de gabinete: en donde se ordenaron los datos obtenidos en el campo. Se construyó una columna estratigráfica y secciones

estructurales y se hizo una interpretación general de ellos.

5) Finalmente, con todos los datos recabados y la información analizada se elaboró el plano definitivo y texto final de éste trabajo.

1.4 Trabajos previos

En el área se han desarrollado pocos trabajos geológicos, estando algunos de ellos enfocados principalmente a la minería.

El trabajo más antiguo en esta región fué realizado por Flores (1929), que consistió en un reconocimiento geológico regional en donde se incluye el área.

Roldán (1976, 1979), dentro de esta región, en los Distritos de Aconchi y San Felipe, realizó un estudio geológico en la Sierra de Aconchi, con enfoque principal a los yacimientos minerales.

Chávez (1978), hizo un estudio geológico y metalogénico regional de la Sierra de Aconchi, donde describe de manera muy general el Batolito de Aconchi.

León y Miller (1981), realizaron la geología del depósito del Crestón de Opodepe, el cual está localizado en un complejo de rocas metamórficas que ocurren como techos colgantes descansando sobre rocas batolíticas de edad Terciario. Además, reporta la existencia de rocas metamórficas de edad Precámbrico-Paleozoico.

URAMEX llevó a cabo estudios en la mina los Amoles, hechos por Gómez y otros (1982), en los cuales presentan un informe geológico y cálculo de reservas del yacimiento.

Castillo (tesis en preparación) efectuó un estudio geológico en la porción NE del área, en donde presenta rocas cuyas edades varían desde el Precámbrico al Holoceno. Dentro de las rocas precámbricas, él menciona un metamorfismo de 1600 m.a.; rocas ígneas intrusivas de 1700 m.a. y un granito micrográfico de 1100 m.a., cuyas edades fueron determinadas por Anderson (1986, en Castillo tesis en preparación).

Otros trabajos efectuados en los alrededores y que contribuyen con el estudio de la geología del área son los realizados por Rangin (1982), quien efectuó un estudio regional en el noroeste de México y Rodríguez (1984) en la región de Tuape.

1.5 AGRADECIMIENTOS

Nuestro agradecimiento al Departamento de Geología por las facilidades otorgadas, en especial al Ing. Ricardo Amaya Martínez coordinador del departamento por el apoyo brindado durante la elaboración de este trabajo.

Al Geol. Saul Herrera por su asesoría y dirección de esta tesis. Al Ing. José Luis Rodríguez Castañeda e Ing. Efren Pérez Segura por las obsevaciones, comentarios y por aceptar ser nuestros sinodales. Al los maestros Dr. Thierry Calmus, Dr. Luigi Radelli, Geol. Ismael Minjárez y Geol. Ricardo Vega por sus consejos y sugerencias otorgadas.

También a los maestros Ing. Alma Patricia Samano, M. en C. Olivia Pérez y Dr. Gillermo Salas por su valiosa ayuda en la clasificación petrográfica.

A nuestros compañeros de proyecto: Alejandrina, José Alberto, Sergio y Jesús Alberto por su colaboración. A Jorge Cirett y Ramón Edmundo Figueroa, por su ayuda y compañerismo en el desarrollo de la geología de campo, al igual que a los estudiantes que nos acompañaron en las visitas de campo.

A los compañeros: Ismael Soto, Sergio Millán, Alberto Villa y Victor Minjáres por su cooperación en la elaboración de dibujos. A los maestros y trabajadores del Departamento de Geología por su ayuda.

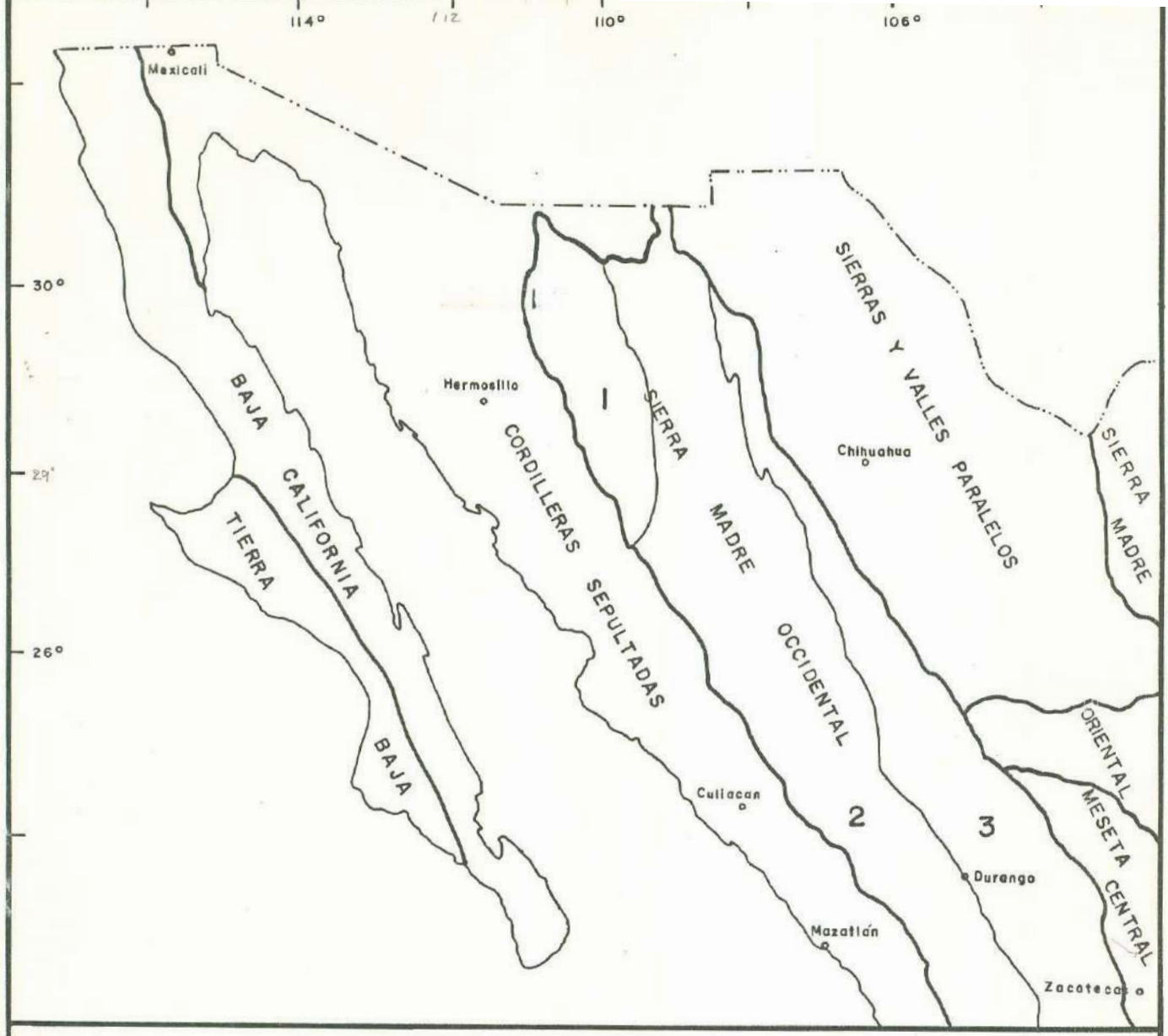
Nuestro sincero agradecimiento a la Srita. Genoveva Haro, Sra. Alicia Grijalva, a los Sres. Rancheros y familias por su hospitalidad y facilidades prestadas.

F I S I O G R A F I A Y G E O M O R F O L O G I A

El área de estudio queda comprendida en la Provincia Fisiográfica de La Sierra Madre Occidental dentro de la subprovincia de Cordilleras Altas Sonorenses o Cordilleras Alargadas, según Raisz, 1964 (figura 3).

El rasgo geomorfológico característico lo constituye la Sierra de Aconchi y Sierra Los Locos que presentan una orientación NW-SE, con elevaciones hasta de más de 2000 m.s.n.m., compuesto principalmente de rocas ígneas intrusivas del Terciario inferior representadas por el Batolito de Aconchi, estando limitadas por fallas normales que las separan del valle del Río San Miguel, el cual se angosta en la parte norte. Estos valles están rellenos de sedimentos poco consolidados. Estas estructuras geomorfológicas de una etapa juvenil son el reflejo de la actividad ígnea y del evento tectónico distensivo desarrollado durante el Terciario medio.

La red hidrográfica principal es la del Río San Miguel de Horcasitas, con corrientes que drenan hacia el sur.



Escala Gráfica

0 50 150 200 Km.

1 Cordilleras Altas Sonorenses o Cordilleras Alargadas

2 Mesetas de Lava (Riolítica)

3 Altiplano Oriental con Cuencas

Fig. 3 SUBPROVINCIAS DE LA SIERRA MADRE OCCIDENTAL. (Segun Raisz, 1964)

E S T R A T I G R A F I A

3.1 PRECAMBRICO

INTRODUCCION

Las rocas precámbricas constituídas por rocas ígneas y metamórficas se dividen en dos unidades un alóctono y un autóctono. Estas rocas forman el conjunto Opodepe y complejo La Ramada, se separan entre sí en base a sus características petrográficas y además en cuanto a su cubierta sedimentaria.

El conjunto Opodepe está representado por dos unidades: La unidad Aserradero caracterizada por rocas metamórficas de composición intermedia a máfica y la unidad Lobera de composición félsica a intermedia, constituída en su mayoría por gneises y augen gneises y localmente anfibolitas con espesores de unos centímetros hasta 5 m.

Las rocas que forman el complejo La Ramada están constituídas por una granodiorita de hornblenda, rocas ígneas y metamórficas (unidad El Peñascal) y un granito micrográfico (Granito Aibó), las cuales se caracterizan por tener una cubierta sedimentaria y por cabalgar a rocas volcánicas del Jurásico (?).

La unidad sedimentaria (cubierta del complejo La Ramada) está constituída por rocas clásticas características de un ambiente costero de playa de alta energía, las que por correlaciones litológicas se asignan al Precámbrico superior.

Debido a que existen serios problemas de correlación litológica y cronoestratigráfica con otras secuencias de rocas precámbricas y mesozoicas del Estado de Sonora; todas las unidades en este trabajo han sido definidas de manera informal.

3.1.1 CONJUNTO OPODEPE

3.1.1.1 UNIDAD ASERRADERO

DEFINICION

Se denomina informalmente como unidad Aserradero una serie de rocas metamórficas representadas por gneises anfibolíticos, anfibolitas, gneises y augen gneises

DISTRIBUCION

Se tienen pequeños afloramientos de la unidad Aserradero en las cañadas Las Jarillas, El Aserradero y Arroyo El Zamotal, en donde la mayor parte está afectada por intrusiones del Terciario inferior.

LITOLOGIA

En la cañada Las Jarillas afloran rocas metamórficas principalmente de composición intermedia, constituídas por gneises de biotita-hornblenda, de grano medio a grueso, con bandas claras de cuarzo y feldespato alcalino y bandas oscuras de biotita-hornblenda. Al microscopio presentan textura granoblástica con porfidoblastos de cuarzo y feldespato. Por lo general los ferromagnesianos (biotita-hornblenda) presentan una orientación clara, pero en algunas muestras ésta no está bien marcada.

Dentro de esta serie metamórfica se tienen anfibolitas y gneises anfibolíticos de color negro a verde oscuro. Los gneises anfibolíticos contienen bandas milimétricas de color

claro de plagioclasas y ocasionalmente cuarzo, éstos gneises presentan un textura mirmequítica relicta, por lo que se infiere fué en su origen un roca ígnea de composición granodiorítica. También se encuentran relictos de rocas de composición máfica clasificadas como hornblenditas, las cuales son de color verde oscuro a negro y están constituídas por cristales de hornblenda, tremolita-actinolita y poco piroxeno, así como clorita como mineral de alteración. En ocasiones estas rocas presentan una trama esquistosa. Se tienen dentro de la secuencia pliegues ptigmáticos (figuras 4 y 5), así como estructuras de budinage.

En el arroyo El Zamotal se tiene una predominancia de augen gneises de color gris verdoso de composición cuarzo-feldespática, con biotita y hornblenda asociados y de textura porfidoblástica con ojos de feldespato de color blanco de 2 a 5 cm de longitud; se observan bandas oscuras milimétricas constituídas por biotita. También se tienen anfibolítas de color negro a verde oscuro, en donde se ven cortadas por una intrusión granodiorítica del Terciario inferior, la cual contiene una gran cantidad de xenolitos de anfibolita.

El rumbo de la folición es NE 60-70, encontrándose plegada con echados variables al noroeste y sureste.

RELACION CON ROCAS ADYACENTES

La unidad Aserradero es afectada por el intrusivo de edad Terciario inferior, llegando en ocasiones a ser englobada en su totalidad por esta intrusión. Es cabalgada por la granodiorita de hornblenda y se cree que es cabalgada por el Granito Aibó y las rocas sedimentarias asignadas al Precámbrico superior.

FIG. 4. Pliegues ptigmáticos. Deformación de la unidad El Aserradero, observada en la Cañada El Aserradero. Anf-Gn= Anfibolita y gneis anfibolítico.

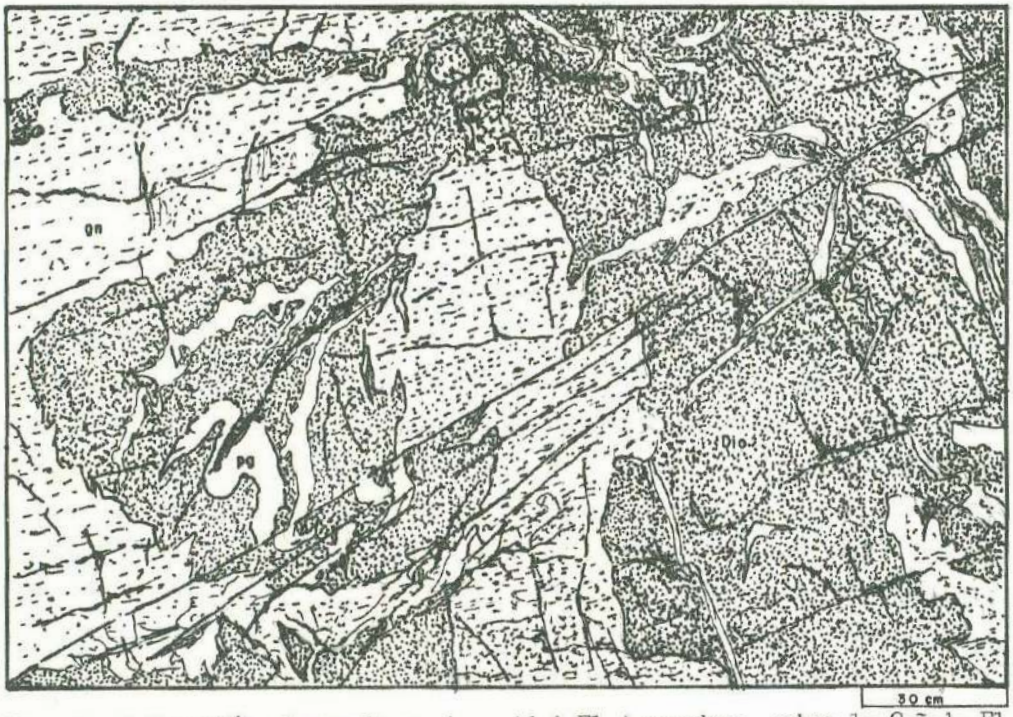


Fig. 5. Deformación observada en la unidad El Aserradero, sobre la Cañada El Aserradero. gn-gneis, Dio= Diorita, pg= pegmatita.

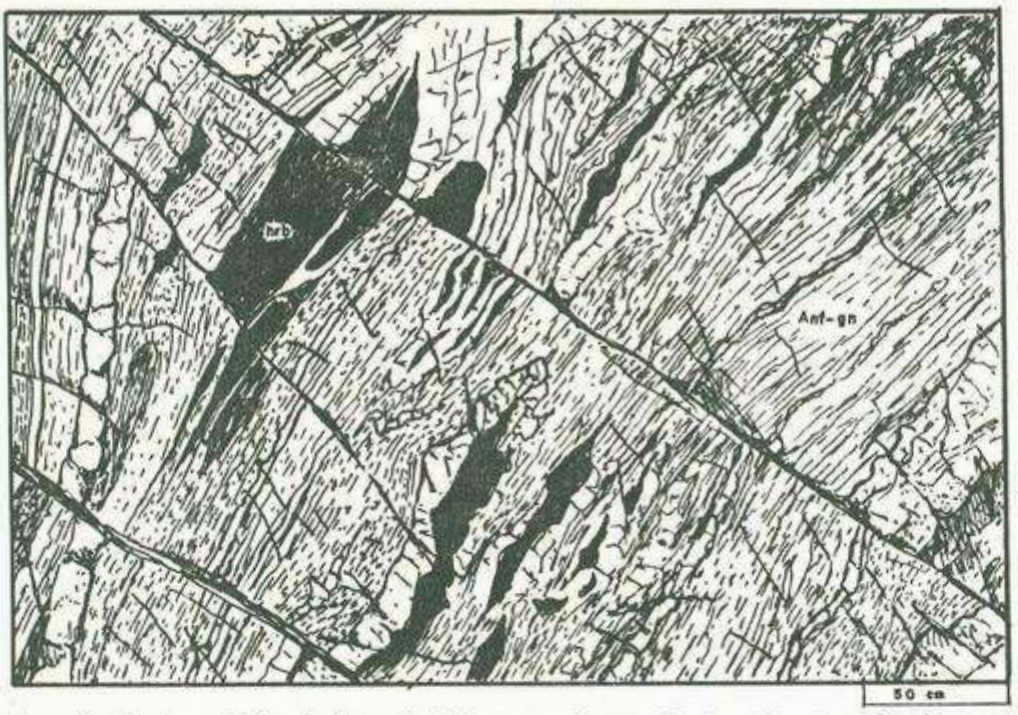


Fig. 6. En la cañada de Las Jarillas se observa la hornblendita (hrb) como relicto original después del metamorfismo de la unidad El Aserradero. Anf-gn= Anfibolita y gneis anfibolítico.

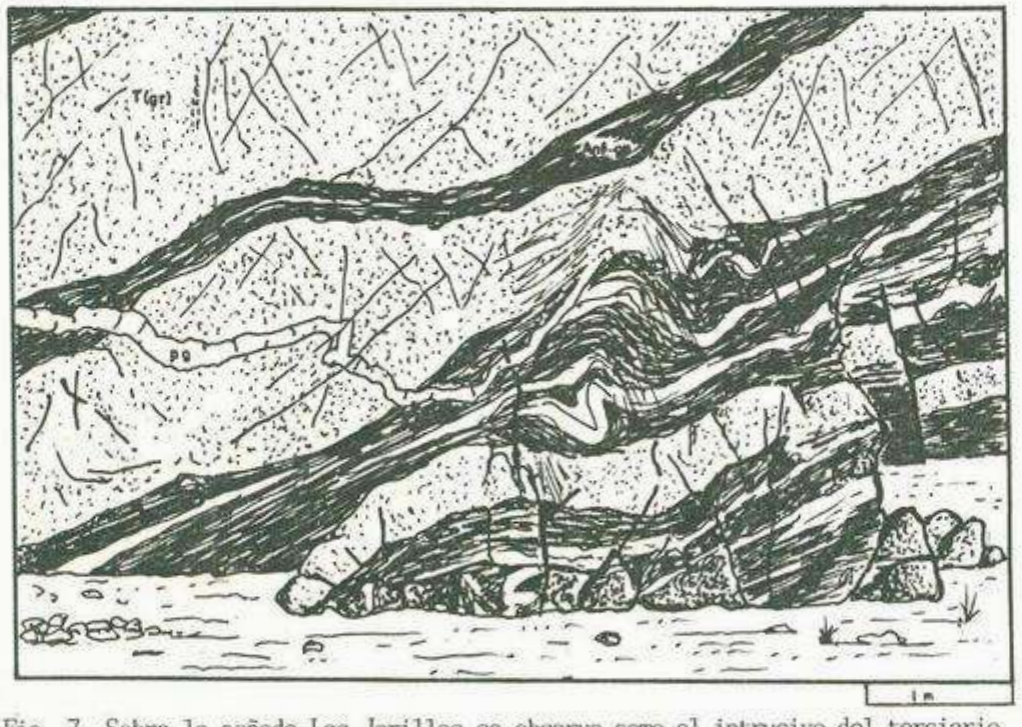


Fig. 7. Sobre la cañada Las Jarillas se observa como el intrusivo del terciario (T(Gr)) se emplaza por los planos de debilidad de rocas metamórficas de la unidad El Aserradero. Anf=gn=Anfibolita y gneis anfibolítico, Pg=pegmatita.

EDAD

Esta unidad es asignada al Precámbrico debido a un fechamiento radiométrico obtenido por Anderson (en Castillo, tesis en preparación), con el método U-Pb en zircón en una muestra de gneis colectada en los alrededores del Rancho el Zamotal, en donde obtuvo una edad de 1600 m.a. para el metamorfismo.

ORIGEN

En base a su composición, estas rocas posiblemente fueron originadas a partir del metamorfismo de rocas ígneas de composición intermedia (dioritas) a máficas (hornblenditas) y rocas félsicas. La presencia de pliegues ptigmáticos y de posibles estructuras migmatíticas, sugieren un ambiente mesozonal a catazonal.

3.1.1.2 UNIDAD LOBERA

DEFINICION

Esta serie metamórfica está constituída predominantemente por augen gneis y gneises derivados de rocas ígneas intrusivas graníticas. Se tienen localmente anfibolita.

DISTRIBUCION

Se encuentra aflorando en el Rancho la Lobera, Rancho Huérigo, sobre la cañada la Rivereña y cañada El Alamo.

LITOLOGIA

La unidad Lobera está constituída por augen gneis y gneises. El augen gneis es de color claro amarillento a gris con intemperismo rojizo a café claro. Presenta bandas oscuras de 2 a 3 mm de espesor de forma irregular constituídas de biotita las cuales separan a bandas claras de cuarzo, feldespato (microclina y ortoclasa) y plagioclasa. Presentan también porfidoblastos de cuarzo y feldespato con un tamaño promedio de 1 a 2 cm de largo. Los feldespatos potásicos y las plagioclasas muestran una alteración arcillosa.

Este augen gneis presenta facies de gneis bandeado típico en donde se observan bandas bien definidas de 2 a 5 cm de espesor; por un lado bandas claras cuarzo-feldespáticas y por otro, bandas oscuras ricas en mica, así como pliegues isoclinales (figura 8), como se observó al noreste del Rancho El Huérigo. También se presentan localmente anfibolitas (figura 9), las cuales son de color verde oscuro constituídas por plagioclasas, piroxenos, hornblenda y poco cuarzo; en las cuales se encuentran localmente esquistos de biotita de color gris verdoso.

La foliación presentes en estas rocas es de noreste 70-80° y con inclinación promedio de 50° al sureste.

RELACION CON ROCAS ADYACENTES

La unidad Lobera está afectada por las rocas intrusivas del Batolito de Aconchi de edad Terciario inferior. La relación con las demás rocas no se observó en el campo.

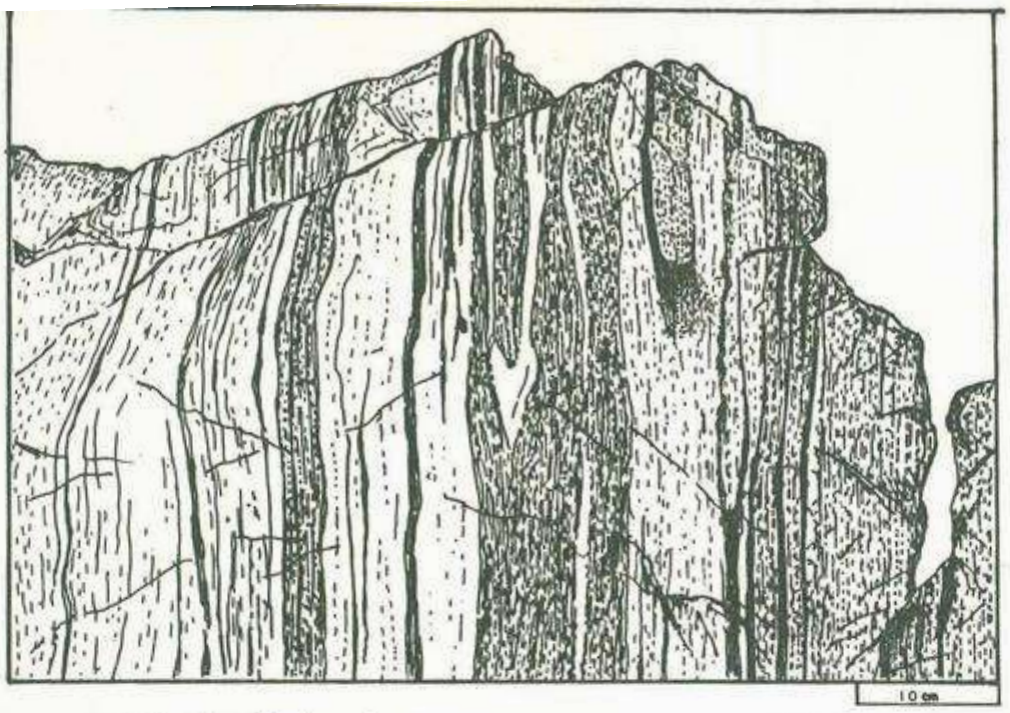


Fig. 8. Pliegues isoclinales observados en un gneis de la unidad Lobera, localizados al norte del Rancho El Huerigo.

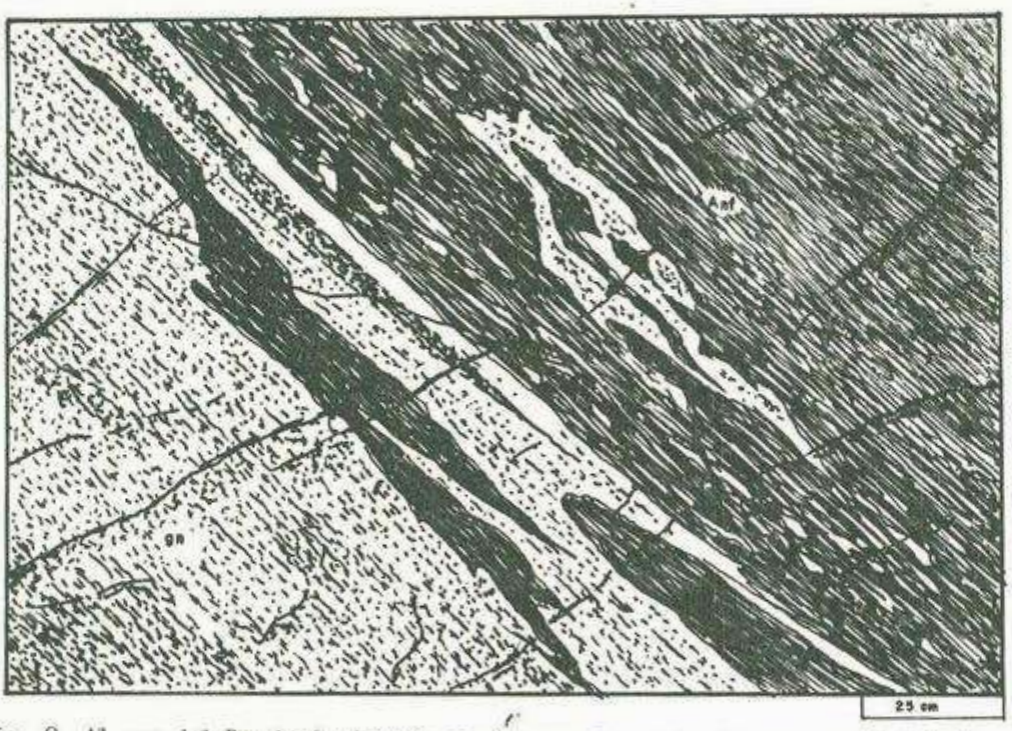


Fig. 9. Al sur del Rancho La Lobera se observa el cambio del augen gneis (Agn) anfibolita (Anf), de la unidad Lobera.

EDAD

Se considera de edad Precámbrico en base al hecho de que se encuentran afectadas por el metamorfismo de la unidad Aserradero.

ORIGEN

La unidad Lobera se considera que proviene del metamorfismo de rocas ígneas intrusivas de composición granítica, ya que presenta generalmente una homogenidad remarcable tanto en textura como en composición. Los cambios a rocas anfibolíticas se piensa que pueden ser xenolitos de rocas ígneas intermedias a máficas o de rocas sedimentarias.

3.1.2 COMPLEJO LA RAMADA

INTRODUCCION

El complejo está compuesto por una unidad metamórfica y dos unidades intrusivas asignadas al Precámbrico, siendo correlacionable cronologicamente con el complejo ígneo-metamórfico de Caborca estudiado por Damon (1962), Longoria y otros (1978), Anderson y Silver (1979 y 1981).

Las unidades que constituyen este complejo son las siguientes: granodiorita de hornblenda, unidad El Peñascal y Granito Aibó.

3.1.2.1 GRANODIORITA DE HORNBLENDA

DEFINICION

Se nombra granodiorita de hornblenda a un cuerpo intrusivo de composición granodiorítica. Esta unidad es similar a la unidad El Jacalón, (Castillo E., tesis en preparación), donde fué obtenida una edad radiométrica de 1700 m.a., Anderson (en Castillo).

DISTRIBUCION

Aflora como un cuerpo alargado, entre la cañada El Aserradero y el cerro Chichiquelite, formando un relieve topográfico suave.

LITOLOGIA

Está constituído por una granodiorita de hornblenda de color gris claro a verde oscuro, con intemperismo café rojizo y textura fanerítica. Contiene ferromagnesianos (hornblenda mas biotita) en un 20-30 %, oligoclasa y cuarzo. En ocasiones llega a tener un mayor porcentaje de ferro-magnesianos.

La granodiorita presenta lineaciones de los ferro-magnesianos.

RELACION CON ROCAS ADYACENTES

El contacto de esta unidad con el grupo La Palma es aparentemente una discordancia. Esta unidad cabalga a su vez a la unidad Aserradero.

Esta unidad es afectada por el intrusivo batolítico de Aconchi.

EDAD

Esta unidad es similar a la unidad El Jacalón descrita por Castillo (tesis en preparación) a 5 km al noreste del área de estudio, a la que asigna una edad de 1700 m.a., (Anderson 1986, en Castillo); obtenida en una muestra recolectada de la cañada Jacalitos. Se considera que la granodiorita de hornblenda que aflora en el área es parte de ésta intrusión de 1700 m.a.

3.1.2.2 UNIDAD EL PEÑASCAL

DEFINICION

La unidad El Peñascal es una unidad metamórfica constituída predominantemente por cuarcitas de biotita y paragneises cuarzo-feldespáticos de biotita. También dentro de esta unidad se tiene un granito porfídico con facies a augen gneis milonítico.

DISTRIBUCION

Se distribuye en la parte norte y oeste del área de estudio sobre la cañada los Chinos al oeste del cerro El Peñascal, al sur del cerro El Carrizo y en la cañada Muribabi entre los cerros El Crestón, San Luciano y Colorado.

LITOLOGIA

Los afloramientos son generalmente angostos y con una longitud que varía de 50 a 1000 metros.

En la cañada Los Chinos se tiene una secuencia metamórfica constituída por cuarcitas y paragneises. Las cuarcitas son de color gris verdoso a oscuro, de grano fino, con vestigios de estratificación. En lámina delgada se observa que los granos de cuarzo se encuentran ligeramente alargados.

Los gneises cuarzo-feldespáticos son de color gris verdoso a negro, de grano medio, con porfidoblastos muy fracturados de feldespato potásico y cuarzo de 3 a 5 mm de diámetro. En sección delgada presentan una foliación muy marcada por las bandas de biotita y cuarzo. Estos gneises varían a augen gneis con ojos alargados de 1 cm de feldespato y plagioclasa, con bandas oscuras de 2 mm de espesor de biotita y bandas claras de cuarzo y feldespato. El origen de estos gneises se considera sedimentario, debido a que se encuentran estrechamente asociados a las cuarcitas.

Dentro de esta secuencia metamórfica se presenta un granito porfídico, como el que aflora al sur de los cerros El Carrizo y El Crestón Colorado, el cual es de grano grueso y composición granodiorítica con dos conjuntos de fenocristales diferenciables entre si: un primer conjunto constituído por plagioclasas milimétricas y un segundo constituído por grandes cristales de feldespato alcalino (ortoclasa), de color rosado de 3 a 5 cm de sección longitudinal. Comunmente en ésta localidad el granito porfídico está metamorfizado formando gneis milonítico y augen

gneis milonítico de color verdoso a rosado, presentando bandas milimétricas claras de cuarzo y bandas rosadas a oscuras de feldespato y biotita. Se presentan porfidoblastos alargados de feldespato potásico y plagioclasa de 0.5 cm a 5 cm. Las plagioclasas se observan comunmente deformadas, lo que se manifiesta por un microplegamiento y fracturamiento de las maclas.

Este granito porfídico se encuentra metamorfizado constituyendo un augen gneis cuarzo-feldespático de color blanco a rosado con lineación muy marcada por el alargamiento de los cristales de cuarzo. Presenta textura porfidoblástica con cristales de color rosa claro de tamaño desde 3 a 6 cm de largo, los que en ocasiones se encuentran zoneados y cortando la foliación. Este augen gneis se ecuentra aflorando en la cañada Los Chinos.

El rumbo de la foliación es noreste 20-30°, encontrándose plegada con inclinaciones de 60-70 grados hacia el noroeste y echados variables al sureste de 45 a 80 grados.

RELACION CON ROCAS ADYACENTES

El Granito Aibó se considera que intrusiona a la unidad El Peñascal.

Sobreyaciendo discordantemente a esta serie de rocas se encuentra el grupo la Palma de edad Precámbrico superior. Este límite es marcado por un conglomerado que contiene fragmentos de rocas gnéisicas y de cuarcitas. Además, la unidad El Peñascal es afectada por intrusiones del Terciario inferior

pertenecientes al Batolito de Aconchi que cortan la foliación de las rocas metamórficas.

EDAD Y CORRELACION

En el área de estudio las rocas de la unidad El Peñascal son afectada por intrusiones graníticas del Precámbrico (Granito Aibó). Son cubiertas en discordancia por rocas sedimentarias asignadas al Precámbrico superior.

En trabajos previos en el área de Opodepe, León y Miller (1981) definen un conjunto de rocas metamórficas constituídas por filitas, metavolcánicas y gneises, con un rango de edad del Precámbrico al Paleozoico.

Esta unidad es correlacionable con el Gneis San Isidro descrito por Rodríguez (1984) en la región de Tuape, al que le asigna una edad para el metamorfismo de 1675 m.a., obtenida por el método U-Pb (en zircón), Anderson (en Rodríguez).

De igual forma, se correlaciona cronologicamente con las rocas precámbricas del complejo metamórfico Bámori de la región de Caborca, (Longoria 1978), el cual esta formado por esquistos pelíticos, y metacuarcitas. Sin embargo existen diferencias litológicas de las rocas que afloran en el área con las rocas de Caborca.

ORIGEN

En base a estudios petrográficos de los componentes de las rocas, esta secuencia se formó probablemente a partir de rocas ígneas intrusivas y sedimentos arcósicos, tal vez de 1800 m.a., que fueron metamorfizados hace 1675 m.a. (Rodriguez, 1984), y

pueden ser la continuación al sur del basamento precámbrico de Caborca.

3.1.2.3 GRANITO AIBO

DEFINICION

Earl Ingerson (en Arellano, 1956), utilizó el término de Granito Aibó para referirse a rocas graníticas de grano medio, de color rojo fuerte y que afloran en los cerros el Arpa y Gachupin en las cercanías del Rancho Aibó al Suroeste de Caborca. Posteriormente fué descrito por Eells y Merrian (1978) como un granito de grano medio, de color rosa, con textura micrográfica, compuesto por cristales de microclina y plagioclasa sericitizada, cuarzo, biotita cloritizada y minerales opacos.

En este trabajo se sigue utilizando el mismo término para describir a cuerpos intrusivos similares.

DISTRIBUCION

Son pocas las localidades en donde aflora esta unidad: unicamente se encuentra en el Rancho El Carrizo, al norte del Rancho Los Cuates y en el cerro La Jecotosa.

LITOLOGIA

Es un granito micrográfico de composición cuarzo-feldespática, de color rosa oscuro, de grano medio a grueso y está compuesto por cristales de feldespato potásico (microclina, ortoclasa), plagioclasa, cuarzo y biotita. La alteración

principal de la roca es sericitización y cloritización. La característica petrográfica principal es su textura micrográfica. En ocasiones presenta textura mirmequítica.

RELACION CON ROCAS ADYACENTES

El Granito Aibó se encuentra intrusionando a la unidad El Peñascal. Es cubierto en discordancia por las rocas sedimentarias asignadas al Precámbrico superior y es afectado por rocas graníticas del Terciario inferior.

EDAD Y CORELACION

Por sus características litológicas es similar al granito Aibó, descrito por Earl Ingerson (Arellano, 1956) y Eells y Merrian (1978). Este ha sido fechado por Damon y otros (1962), en el área de Caborca con una edad de 710 ± 100 m.a. por el método K-Ar, y fue fechado también por Anderson y Silver (1971), quienes obtuvieron una edad de 1100 ± 10 m.a. por el método U-Pb.

Rodríguez (1984), en la región de Tuape define un granito similar nombrándolo Granito Santa Margarita y le asigna una edad de 1100 m.a. por correlación con el Granito Aibó.

ORIGEN

Forma parte de los cuerpos plutónicos de granito micrográfico que se incorporaron al complejo cristalino precámbrico, hace uunos 1100 m.a. y son las rocas ígneas precámbricas mas jóvenes reconocidas en la región (Anderson y Silver,1981).

3.1.3 GRUPO LA PALMA

DEFINICION

Castro y Morfín (1988) nombran como grupo La Palma a una secuencia que aflora en el área de Cerro de Oro, aproximadamente a 10 km del área de estudio, la cual esta constituída de la base a la cima por ortocuarcitas, areniscas arcósicas con ocasionales intercalaciones de limolitas y por una alternancia de ortocuarcitas y dolomías con algunos horizontes estromatolíticos, asignádole una edad de Precámbrico superior.

En el área de estudio se utiliza este nombre para designar a una secuencia constituída de ortocuarcitas, areniscas cuarzo-feldespáticas graduando hacia la cima a intercalaciones de areniscas de grano fino y lutitas.

DISTRIBUCION

El grupo La Palma se encuentra ampliamente distribuído en la parte norte del área de estudio, en donde los afloramientos se encuentran en los cerros: El Carrizal, El Batamote, El Resbaladero, El Carrizo, El Chichiquelite y Las Granadas.

Localmente en la parte sur, en el área Los Amoles, se tienen afloramientos en forma aislada sobre el Batolito de Aconchi, en donde se presentan como techos colgantes.

LITOLOGIA Y ESPESOR

Se considera como base de la secuencia un conglomerado de tres metros de espesor que aflora en la Cañada Chichiquelite. El conglomerado es polimíctico, mal clasificado con una matriz

cuarzofeldespática, estando constituído por fragmentos subredondeados de gneis, granito alineado, areniscas y cuarzo. Los clastos varían de tamaño de 4 a 6 cm generalmente. Sobre el conglomerado se tienen ortocuarcitas de color rosa con estratificación cruzada y laminar.

En el cerro El Carrizal se tiene un paquete de ortocuarcitas y areniscas cuarzofeldespáticas con horizontes de conglomerado. La ortocuarcita es de color rosa, que intemperiza a café claro, de grano medio, bien clasificada y estratificación delgada, presentando en ocasiones estratificación cruzada y laminar.

La ortocuarcita se presenta intercalada con areníscas cuarzofeldespárica de color rojizo, de grano medio a grueso, en estratos de 20 a 50 cm. Dentro de estas areniscas se encuentran horizontes de conglomerado moderadamente clasificado, con una matriz arenosa y fragmentos subredondeados de ortocuarcita, arenisca y pedernal, de un tamaño de alrededor de 2 cm de diámetro. Esta sección fue observada en el cerro El Carrizal, midiéndose un espesor de 677 m, pero se estima que llege a los 1000 m.

En el cerro Las Granadas la unidad se presenta plegada formando un anticlinal con eje NNE y consiste de una secuencia de areniscas cuarzo-feldespáticas, areniscas de cuarzo, ortocuarcitas, areniscas conglomeráticas y niveles delgados de conglomerado.

Hacia la cima, esta unidad está constituída por ortocuarcitas de color rosa claro, grano medio y estratificación cruzada, con intercalaciones de arenisca cuarzofeldespática de color café rojizo, de grano medio a grueso, en ocasiones

conglomerática. También se observan algunas intercalaciones de arenisca de grano fino de color café rojizo y lutita de color rojizo. Por último se tienen areniscas cuarzofeldespáticas conglomeráticas de color café rojizo con estratificación cruzada y ortocuarcitas de color blanco de grano fino en estratificación delgada con laminaciones de 2 a 3 cm de lutita. En el cerro El Batamote se midió en espesor de 122 m para la cima de esta secuencia.

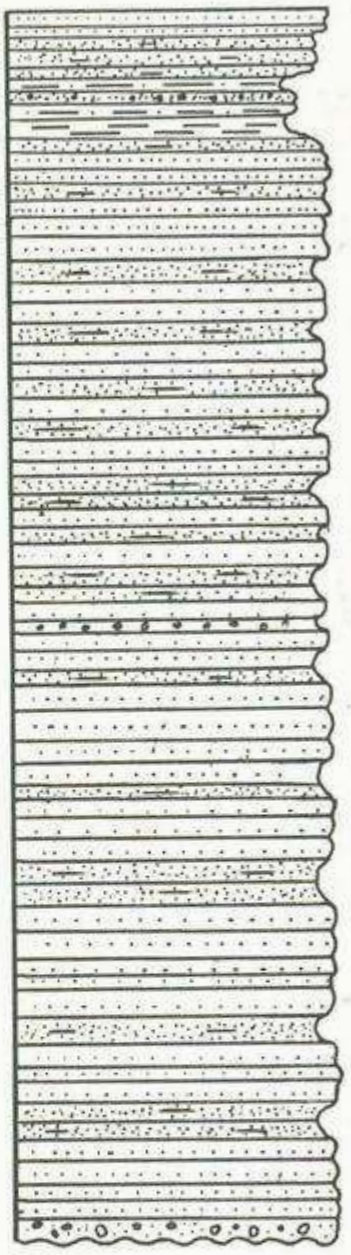
En la figura 10 se ilustra una columna esquemática para esta secuencia. Dentro de esta unidad se tienen medidos 800 m de espesor, aunque se estima que posiblemente el espesor real sea de aproximadamente 1500 m.

RELACION CON ROCAS ADYACENTES

Esta unidad sobreyace en aparente discordancia al complejo de rocas ígneo-metamórficas La Ramada asignadas al Precámbrico medio, teniendo como base de la unidad un conglomerado con fragmentos de gneis.

En los cerros El Carrizo y El Chichiquelite, el contacto es anormal por falla con rocas volcánicas del Jurásico (?), ya que el grupo La Palma junto con la unidad El Peñascal y Granito Aibó cabalgan a la secuencia del Jurásico.

En la parte sur del cerro El Batamote es cubierta discordantemente por las rocas volcánicas del Cretácico superior-Terciario inferior. También es cubierto por rocas volcánicas terciarias y está afectada por rocas intrusivas del Terciario inferior.



LEYENDA

LITOLOGIA

- Lutita
- Arenisca de grano fino
- Arenisca conglomerática
- Arenisca cuarzo-feldespática
- Ortocuarcita
- Conglomerado

Fig.10 COLUMNA ESQUEMATICA INTERPRETADA

GRUPO LA PALMA
(Precambrico superior)

EDAD Y CORRELACION

La asignación de la edad a esta secuencia es muy difícil ya que no presenta fósiles. Se le atribuye una edad Precámbrico superior por encontrarse en discordancia sobre rocas del Precámbrico inferior-medio y por lo siguiente: se le puede correlacionar con parte del grupo la Palma, definida por Castro y Morfín (1988), en el área de Cerro de Oro, al sur del área de estudio, él cual en su parte superior (Formación Año Nuevo) contiene estromatolitos que se correlacionan con los de la Formación Gamuza (Stewart, 1984), descrita en el área de Caborca.

AMBIENTE DE DEPOSITO

Al parecer esta secuencia fué depositada en un ambiente costero de playa de alta energía con pequeñas fluctuaciones marinas. El contenido y el tipo de detritos nos permiten decir que la fuente de sus sedimentos eran rocas graníticas y rocas cuarzofeldespáticas, posiblemente originadas a partir de las roca ígneo-metamórficas del complejo la Ramada y con aporte cercano.

3.2 MESOZOICO

INTRODUCCION

Para esta era se identificaron tres unidades: la rocas volcánicas asignada al Jurásico (?), la unidad de rocas sedimentarias del Cretácico inferior formada por calizas y areniscas y una unidad formada por rocas volcánicas del Cretácico superior-Terciario inferior compuesta principalmente por andesitas.

3.2.1 ROCAS VOLCANICAS DEL JURASICO (?)

DEFINICION

Esta secuencia está constituída por una predominancia de rocas volcánicas de composición andesítica y coladas de brechas andesíticas.

DISTRIBUCION

Se presenta en pequeños afloramientos en la parte norte del área; en la cañada Chichiquelite, donde forma lomeríos suaves.

LITOLOGIA

En la cañada El Chichiquelite esta unidad está compuesta por andesitas y brechas, las cuales se encuentran en contacto anormal con las rocas precámbricas. Las andesitas son de color gris verdoso, textura afanítica a porfídica, con fenocristales de plagioclasa, en ocasiones conteniendo fragmentos de areniscas.

Las brechas andesíticas son de color gris verdoso, conteniendo fragmentos angulosos de andesitas, gneises, intrusivos y areniscas, en una matriz de composición andesítica. Se presenta muy fracturadas lo que impidió medir el espesor de esta secuencia.

RELACION CON ROCAS ADYACENTES

En la parte norte de la cañada Chichiquelite son cabalgadas por rocas sedimentaria asignadas al Precámbrico superior. Además son cubiertas por rocas volcánicas de Terciaro.

EDAD Y CORRELACION

La secuencia puede correlacionarse por sus características y composición litológica con rocas volcánicas del Jurásico (?), descritas por Rodríguez (1984) en la región de Tuape, y están constituídas por andesitas, brechas andesíticas, tobas e intercalaciones de areníscas. Además es similar a la Formación San Luis del Jurásico inferior definida por Hardy (1981) en el área de Santa Rosa, la cual está constituída en su base por un conglomerado con fragmentos de cuarzo arenitas y dolomías, aglomerados, tobas, andesitas porfídicas y litarenitas que descansan concordantemente sobre la Formación Santa Rosa de edad Jurásico inferior.

ORIGEN

Esta secuencia por su composición volcánica predominantemente intermedia, se considera parte de un arco volcánico Jurásico, Rodríguez (1984).

3.2.2 SECUENCIA SEDIMENTARIA DEL CRETACICO INFERIOR (?)

DEFINICION

La secuencia está constituída por calizas, calizas arenosas, areniscas de grano fino, limolitas e intercalaciones delgadas de conglomerado de cuarcitas. Este grupo de rocas se presentan metamorfizadas, encontrándose afloramientos aislados sobre el intrusivo del Terciario.

DISTRIBUCION

Su distribución es muy local en forma de techos colgantes. Los afloramientos se presentan en el cerro Los Locos, al este del cerro Los Amoles, en la mina La Lorena y al norte del cerro Cabrera.

LITOLOGIA Y ESPESOR

En el cerro Los Locos la base de esta unidad posiblemente se inicie con areniscas arcósicas de color rosa-rojizo, de grano medio, seguidas de areniscas de grano fino y limolitas de color verde, presentando ocasionalmente horizontes de conglomerado mal clasificado constituídos por fragmentos subredondeados de ortocuarcita y limolita. También se tienen calizas que varían a calizas arenosas, de color gris a café oscuro, con algunos restos de fósiles, de los cuales solamente se distinguieron tubos de anélidos, equinodermos y estructuras parecidas a ostreas. Debido al metamorfismo y deformación que presentan, la identificación de fósiles y estructuras biógenas es difícil.

Hacia la cima de esta secuencia se tiene un conglomerado polimíctico, mal clasificado, con fragmentos subredondeados de un tamaño de 3 a 5 cm variando hasta de 20 cm. Los fragmentos son de areniscas, calizas arenosas, calizas de color gris con restos de fósiles mal conservados y volcánicas félsicas de composición riolítica, los cuales se encuentran incluídos en una matriz arenosa de grano grueso.

Al este de la mina Los Amoles se tienen areniscas de color verdoso y calizas de color gris que en ocasiones presentan estructuras de fósiles semejantes a rudistas (?), sin embargo su reconocimiento es difícil por el grado de metamorfismo que presentan las calizas.

Este conjunto de rocas presenta metamorfismo de contacto y recristalización,convirtiendo las calizas a skarns con minerales como granates, piroxenos y epidota.

RELACION CON ROCAS ADYACENTES

El contacto inferior se desconoce. La secuencia es intrusionada por el granito del Terciario inferior, presentándose como techos colgantes.

Es cubierta en discordancia por rocas volcánicas del Cretácico superior-Terciario inferior.

EDAD Y CORRELACION

En trabajos anteriores, parte de esta secuencia (cerro Los Locos) es considerada como posiblemente de edad Mesozoico (Roldán, 1976), y como rocas volcanosedimentarias del Jurásico

(Chávez, 1978). Sin embargo las rocas que afloran en la Mina La Lorena se consideraron como del Paleozoico (Permico ?) por ambos autores. En este trabajo se consideran como del Cretácico inferior por los argumentos que a continuación se describen:

- Se distinguieron solamente fósiles como anélidos, equinodermos y ciertas estructuras semejantes a rudistas.
- Su composición litológica (calizas, areniscas y limolitas es similar a la del grupo Cerro de Oro del Cretácico inferior definida por Castro y Morfin (1988), en el área de Cerro de Oro al sur de Rayón. En rocas de este grupo se encontraron fósiles como orbitolina sp. y el rudista Coalcomana ramosa del Aptiano Temprano.
- En la unidad que aflora en el área de estudio no se distinguieron éste tipos de fósiles, posiblemente porque las rocas se encuentran afectadas por metamorfismo de contacto.

AMBIENTE DE DEPOSITO

Debido a que esta scuencia se encuentra metamorfizada es difícil definir su ambiente de depósito, sin embargo se considera que fué depositada en un ambiente de plataforma somera, en base al contenido fosilifero.

3.2.3 ROCAS VOLCANICAS DEL CRETACICO SUPERIOR-TERCIARIO INFERIOR.

DEFINICION

La secuencia está constituída de rocas volcánicas, cuya composición varía de intermedia a ocasionalmente félsica, principalmente coladas andesíticas, riolitas y tobas, presentando en su base un conglomerado que contiene fragmentos de ortocuarcitas, andesitas y andesitas porfídicas que descansan discordantemente sobre las rocas sedimentarias asignadas al Precámbrico superior.

DISTRIBUCION

Estas rocas afloran en la porción occidental del área: en los cerros La Cabrera, La Escobilla, al sur de los cerros El Batamote y El Crestón, en la parte centro-sur en el área de Los Amoles y en el cerro El Cobre.

LITOLOGIA

Esta unidad está formada, de la base a la cima por un conglomerado, andesitas, aglomerados y tobas. El conglomerado de 7 m de espesor aproximadamente, marca la discordancia entre las rocas de esta secuencia volcánica y las rocas sedimentarias del Precámbrico superior. Este conglomerado es polimíctico, mal clasificado contiene un 60% de fragmentos de areniscas, ortocuarcitas, areniscas cuarzo-feldespáticas, andesitas porfídicas y pedernal; subangulosos a subredondeados de un tamaño

de 2 mm a 15 cm incluídos en una matriz lodosa.

Este conglomerado varía a conglomerado arenoso de color gris verdoso, con fragmentos subredondeados de 2 a 5 mm de tamaño, de areniscas, rocas volcánicas de composición andesítica con textura afanítica a porfídica y de pedernal, incluidos en una matriz areno-arcillosa. Continuando con la secuencia, se tienen rocas de origen volcanoclástico de color gris verdoso, de grano medio, presentando bandas que varían de grano grueso a grano fino. Al microscopio se observa una matriz andesítica que contiene fragmentos de areniscas y de volcánicas andesíticas, con alteración argílica y clorítica.

Sobreyaciendo a lo anterior se tienen aglomerados, andesitas y tobas. El aglomerado es de color gris a gris verdoso, de matriz andesítica y con fragmentos de andesitas. La andesita es de color café rojizo a gris verdoso, de textura afanítica a porfídica, presentándose fracturada, silicificada y con epidota y especularita hidrotermales. Las tobas se encuentran cubriendo a las andesitas y son de color gris a café rojizo, de composición félsica, compuestas por cristales de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasas, fragmentos de andesita y cuarzo; el tamaño de los fragmentos varía de 1 a 5 mm.

En el área de Los Amoles, cerros Cabrera y Escobilla, la secuencia está representada por un predominio de coladas andesíticas, las que en general son de color verde, gris verdoso a oscuro y su textura varía desde afanítica a porfídica. En sección delgada se observan fenocristales de oligoclasa-andesina, conteniendo además biotita, cuarzo y óxidos de fierro.

Los aglomerados son de composición andesítica, y están constituídos por fragmentos de andesitas. Su color varía desde blanco a gris verdoso. Las tobas y riolitas son de color blanco a gris claro, la matriz completamenta alterada a arcilla y presenta fenocristales de cuarzo, feldespato potásico y en ocasiones biotita. Presentan una fuerte alteración argílica, así como pirita de origen hidrotermal.

RELACION CON ROCAS ADYACENTES

Se encuentran en el cerro el Batamote sobreyaciendo discordantemente a rocas sedimentarias asignadas al Precámbrico superior. Discordancia marcada por la presencia de un conglomerado que contiene fragmentos de areniscas y rocas andesíticas. En el área Los Amoles cubren en discordancia a rocas sedimentarias del Cretácico inferior.

Son afectadas por rocas intrusivas del Terciario inferior y son cubiertas en discordancia por el volcanismo del Terciario y por la Formación Báucarit.

EDAD Y CORRELACION

La secuencia se considera como del Cretácico superior-Terciario inferior, ya que se encuentra sobreyaciendo discordantemente a la secuencia sedimentaria del Cretácico inferior y es afectada por rocas del intrusivo del Terciario inferior.

Esta secuencia fue estudiada por Chávez (1978) en el área de Los Amoles, considerándola en base a relaciones

estratigráficas como de edad Cretácico superior. Posteriormente Gómez y otros (1982) en estudios realizados por URAMEX en esa misma área y basándose en estudios petrográficos, determinan esta secuencia como volcánica prebatolítica.

ORIGEN

Se considera que esta secuencia forma parte de un arco volcánico continental. Posiblemente se emplazaron durante la subducción de la placa Farallón bajo la Norteamericana, (Coney, 1976; McDowell y Clabaugh, 1981).

3.3 CENOZOICO

3.3.1 BATOLITO DE ACONCHI (INTRUSIVO DEL TERCIARIO INFERIOR)

DEFINICION

Roldán (1976) describe como Batolito Granítico un intrusivo de edad Terciario que aflora en la Sierra de Aconchi, que consiste de un granito de muscovita y granodiorita. Posteriormente, Chávez (1978) nombra Batolito de Aconchi a intrusiones graníticas del Terciario y distingue en la parte central del mismo, un granito de muscovita de edad Paleoceno. Este último es muy fracturado, contiene fase aplíticas, pegmatíticas y en los bordes fases dioríticas, granodioríticas y cuarzomonzoníticas, además de zonas con una gran cantidad de diques de composición intermedia y de pegmatitas con muscovita.

Forma parte del Batolito Laramide (90 a 40 m.a.) de Sonora, definido por Damon y otros (1983), el cual está compuesto por rocas ígneas intrusivas calcoalcalinas e incluye también a un granito peraluminoso de dos micas, considerado por algunos científicos como anatexítico.

En este trabajo utilizamos el término de Batolito de Aconchi, para denominar a dos eventos intrusivos. El primero de ellos de composición calcoalcalina formado por un granito de biotita, granodioritas, dioritas y monzonitas. El segundo de composición alcalina constituído principalmente de un granito de dos micas y un granito de muscovita y/o granate considerados por algunos autores como granitos del tipo "S".

DISTRIBUCION

Las rocas del intrusivo del Terciario Inferior se encuentran ampliamente distribuidas en la mayor parte del área de estudio, como en la Sierra Los Locos y Sierra de Aconchi en donde constituyen las elevaciones topográficas mas importantes (mas de 2000 m.s.n.m.), presentandose también en forma de apófisis.

LITOLOGIA

El Batolito de Aconchi está formado por dos eventos intrusivos, uno de composición calcoalcalina y el otro alcalina.

El primero de ellos se puede observar al oeste de la Sierra Los Locos, en donde se encuentra un granito de grano grueso con facies de textura granular a grano fino, de color blanco a rosa claro. Petrograficamente es de textura hipidiomórfica, siendo los minerales característicos cuarzo (25%), microclina, ortoclasa, albita y oligoclasa, en ocasiones como minerales accesorios biotita, hornblenda y zircón y secundarios se tienen epidota y arcilla. Esta roca tiene facies de composición granodiorítica de grano grueso de color blanco a gris claro, intemperismo café amarillento. Sus características petrográficas son su textura granular e hipidiomórfica, contiene cuarzo (15 al 20%), oligoclasa y microclina, presenta biotita y hornblenda como accesorios y clorita, sericita y arcilla como minerales de alteración. Se tienen también facies de composición diorítica en pequeños afloramientos como en la Mina La Lorena, las cuales son de grano fino, color gris a verde claro. Petrograficamente se distinguen plagioclasas (andesina, labradorita) y hornblenda.

Al sur del Rancho el Tarais y Cerro Murucutachi, se encuentra un granito de color blanco y textura porfídica-fanerítica de grano grueso, el cual presenta fenocristales de feldespato y plagioclasa de 2 a 3 cm de tamaño en forma euhedral, estando su matriz constituída por cuarzo y feldespatos, así como biotita como accesorio. Es cortado por diques pegmatíticos de 5 a 20 cm de espesor, dispuestos paralelamente con un rumbo preferencial de noroeste de 20^{o} a 25^{o} con inclinación de 50^{o}-60^{o} hacia el suroeste. La composición de las pegmatitas es de cuarzo, feldespato potásico y muscovita.

En las partes altas se encuentra mejor conservado que en las partes bajas, en donde se presenta con mas alteración hidrotermal.

Los segundos, considerados como tipo "S", se localizan en la parte norte y noroeste de la Sierra Los Locos en donde se encuentra un granito de muscovita de grano grueso de color blanco con textura pegmatítica, el cual contienen minerales como cuarzo, feldespato potásico, con cambios graduales a granito de biotita y algo de granate (almandino). En lámina delgada contiene cristales de cuarzo, feldespato potásico (ortoclasa y microclina), plagioclasa (oligoclasa), con muscovita y pequeños porcentages de biotita y granate. Se observan diques y zonas de forma irregular de pegmatita con muscovita y pegmatitas con biotita, que contienen cristales de microclina y cuarzo, con textura gráfica, presentando granate hacia los bordes.

Hacia el centro del batolito, en la Sierra Los Locos y Sierra de Aconchi, el granito es cortado por un gran número de diques de pegmatita (cuarzo, biotita, ortoclasa, microclina,

plagioclasa y muscovita), diques de aplita y en menor proporción por diques de composición andesítica.

En algunos lugares se han desarrollado zonas de metamorfismo de contacto y de alteración-mineralización. Las zonas mineralizadas existentes contienen: W, Pb, Ag, Zn, Cu, Mo, Au, Be, etc.

RELACION CON ROCAS ADYACENTES

Se encuentra intrusionando indistintamente a las rocas precámbricas (metamórficas, ígneas y sedimentarias), a las rocas volcánicas del Jurásico y a la serie sedimentaria del Cretácico inferior.

A su vez es intrusionado, principalmente en las partes bajas, por diques de color verde y composición andesítica, los que presentan textura afanítica a porfídica, y en las partes topografícas altas del batolito es cortado por diques pegmatíticos y aplíticos.

Damon y otros (1983) observaron que los granitos peraluminosos de dos micas intrusionan las fases calcoalcalinas del batolito.

EDAD

En el área de estudio, en el cerro El Crestón, Damon y otros (1983) hicieron un fechamiento en un granito con el método K-Ar, obteniendo un edad de 53 $\pm$ 1.1 m.a.. En zonas cercanas al área (figura 11 y tabla 1) existen localidades donde se han obtenidos fechamientos en este tipo de rocas, las cuales presentan edades que varían del Paleoceo al Eoceno.

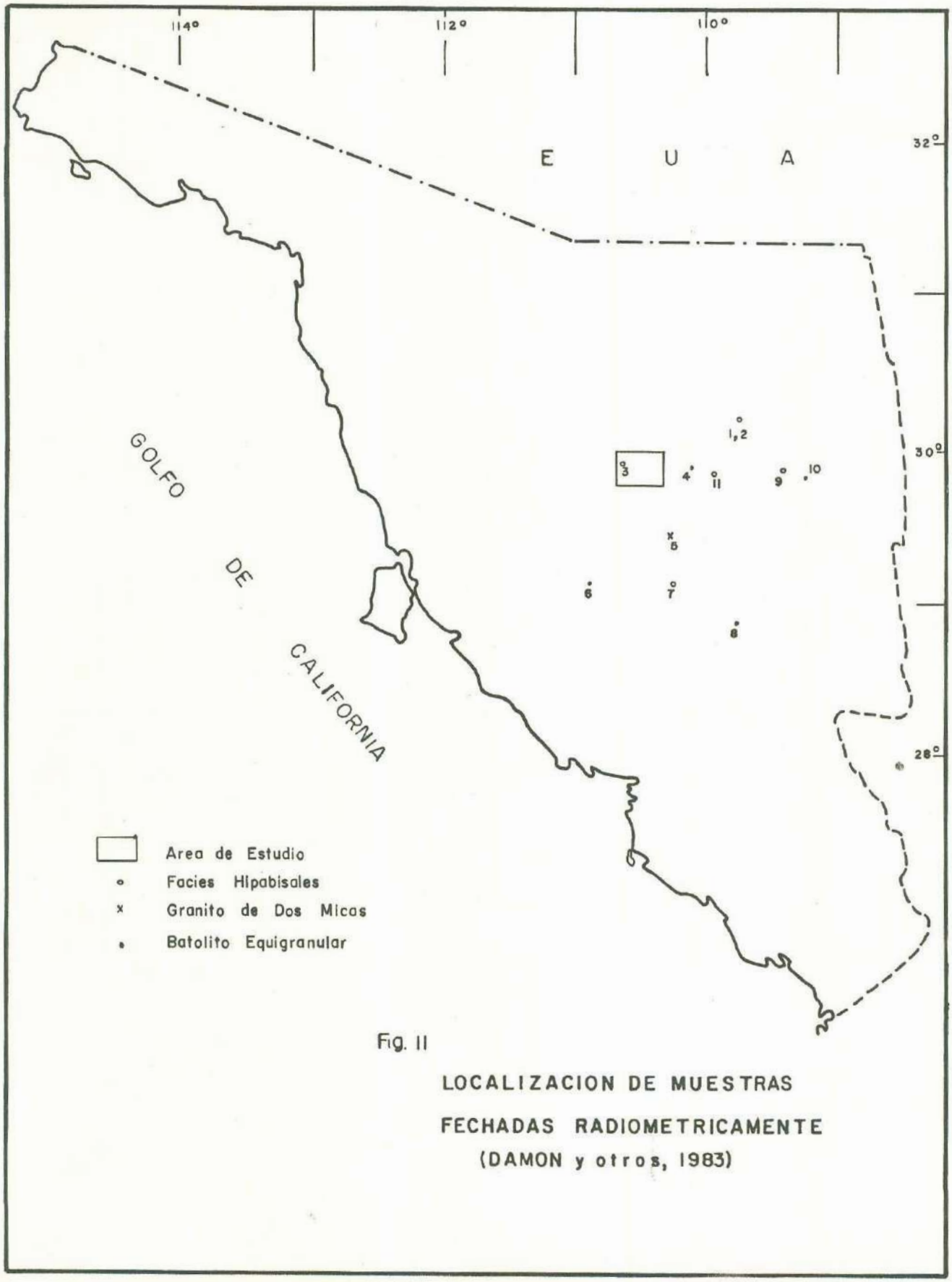


Fig. 11

LOCALIZACION DE MUESTRAS FECHADAS RADIOMETRICAMENTE (DAMON y otros, 1983)

TABLA 1. EDAD K-Ar DE ROCAS DEL BATOLITO LARAMIDE DE SONORA (DAMON et al. 1983)

LOCALIZACION	COORDENADAS	TIPO DE ROCA REFERENCIA	MINERAL O MATERIAL FECHADO	E D A D	MUESTRA NO
1. La Bella Esperanza	30° 16' 17' N 109° 42' 22" W	Cuarzo-monzonita *(B)	Sericita	55.5 ± 1.2	UAKA 77-12
2. La Bella Esperanza	30° 15' 53" N 109° 42' 08" W	Cuarzo-monzonita *(B)	Biotita	55.9 ± 1.2	UAKA 77-12
3. Mina El Crestón	29° 53' 24" N 110° 39' 38" W	Granito *(C)	Sericita	53.5 ± 1.1	UAKA 77-12
4. Mina Washington	29° 54' 29" N 110° 05' 26" W	Granodiorita *(C)	Biotita	56.4 ± 1.2	UAKA 76-35
5. Mazocahui	29° 30' 36" N 110° 09' 40" W	Pegmatita *(A)	Muscovita	41.4 ± 1.2	UAKA 82-37
6. Cerro Mariachi	29° 05' 20" N 110° 56' 08" W	Granito *(A)	Hornblenda Biotita	64.1 ± 1.4 49.6 ± 1.1	UAKA 81-06
7. Puerto del Sol	29° 27' 54" N 110° 14' 54" W	Pórfido Granítico. *(D)	Zircón /U-Pb	57.0 ± 3.0	
8. Sierra de Oposura	29° 52' 00" N 109° 27' 00" W	Granodiorita Porfídica. *(A)	Biotita	59.6 ± 1.3	UAKA 74-15
9. Sierra de Oposura	29° 51' 24" N 109° 16' 24" W	Granodiorita *(A)	Biotita	62.7 ± 1.4	UAKA 83-03
10. Sierra Mazatán	29° 09' 25" N 110° 13' 24" W	Granodiorita *(D)	Zircón /U-Pb	63.1 ± 1.7	

* REFERENCIA: (A) Paul Damon (1983), (B) Anderson y otros (1980), (C) Damon y otros (1983), (D) Dam
y Mauger (1962).

Roldán y Amaya (1988) consideran que los granitos de dos micas y/o de muscovita fueron emplazados a partir del Eoceno Tardío hasta el Mioceno.

ORIGEN

Las rocas calcoalcalinas del primer evento intrusivo son consideradas por Coney (1976), Damon y otros (1983) como generadas durante la subducción de la placa Farallón bajo la Norteamericana, que ocurrió en la parte noroccidental de México y que dió como resultado el emplazamiento de grandes batolitos.

Con respecto a los granitos de dos micas, Pitcher (1987) los considera como granitos "S" o granitos peraluminosos, los cuales según Halliday y otros (1981) estan relacionados con la fusión y asimilación de la corteza, y se asocian a fenómenos de extensión regional.

3.3.2 ROCAS VOLCANICAS DEL TERCIARIO

DEFINICION

La secuencia incluye predominantemente rocas de composición félsica representadas por riolitas, tobas y escasos derrames de rocas de composición intermedia.

DISTRIBUCION

Afloran en la porción norte del área: en los cerros El Enrique y El Dátil y sobre la parte sureste en el cerro Los Taraices.

ORIGEN

El origen de este volcanismo se considera como producto de magmatismo desarrollado durante la convergencia de la placa Farallón y Americana que continuó hasta el Oligoceno inferior

LITOLOGIA

Esta secuencia se compone por escasas andesitas de textura afanítica a porfídica de color verde y flujos riolíticos de grano fino de color blanco.

También se tiene un gran paquete de rocas piroclásticas de composición félsica, formadas por tobas cristalinas de color rosado, tobas líticas y tobas vítreas.

RELACION CON ROCAS ADYACENTES

Estas rocas se presentan cubriendo discordantemente a las rocas volcanicas del Cretácico superior-Terciario inferior y a las rocas intrusivas del Terciario inferior. Son cubiertas en discordancia por rocas de la Formación Báucarit.

EDAD Y CORRELACION

Este evento de volcanismo se correlaciona por sus relaciones estratigráficas y composición litológica con el "Supergrupo Volcánico Superior" definido por McDowell y Clabaugh (1978), para una secuencia volcánica compuesta por ignimbritas, riolitas, acompañadas por pequeñas emanaciones basálticas y escasas rocas de composición intermedia, de edades desde 34 a 27 m.a.

ORIGEN

El origen de este volcanismo se considera como producto de magmatismo desarrollado durante la convergencia de la placa Farallón y Americana que continuó hasta el Oligoceno inferior-Mioceno inferior, (Mc Dowell y Clabaugh, 1981).

3.3.3 FORMACION BAUCARIT

DEFINICION

Dumble (1900), propuso el nombre de División Báucarit, para describir a una secuencia compuesta por una intercalación de areniscas arcillosas y conglomerados bien estratificados poco consolidados, con algunos derrames basálticos. Posteriormente King (1939), redefinió el término Báucarit elevándolo a rango de Formación Báucarit para esta secuencia.

Se considera este término para un secuencia que consiste de conglomerados, areniscas y ocasionales intercalaciones de derrames basálticos y tobas.

DISTRIBUCION

La Formación Báucarit aflora en la parte norte del área estudiada, en el cerro Prieto y al noreste de la Sierra Los Locos.

LITOLOGIA Y ESPESOR

La secuencia está formada por una alternanacia de conglomerados y areniscas mal consolidadas, así como algunos niveles de derrames basálticos y tobas intercalados en la secuencia.

El conglomerado es polimíctico, mal clasificado, con fragmentos subredondeados de hasta 50 cm de tamaño, derivados de rocas ígneas y ocasionales clastos de rocas sedimentarias y metamórficas. Los fragmentos son generalmente de andesitas, riolitas, tobas, rocas graníticas y granodioríticas, areniscas y gneises.

Las areniscas son de composición arcósica de grano fino a grueso, color café claro, bien estratificadas en estratos delgados.

Se tienen derrames basálticos intercalados y cubriendo a la secuencia, como en Cerro Prieto, los cuales son de color café oscuro, de textura afanítica, con vesículas rellenas de cuarzo y calcita. También se tienen escasos horizontes de tobas de color café claro, alteradas a caolín.

RELACIONES ESTRATIGRAFICAS

Esta secuencia se presenta sobreyaciendo en discordancia a las rocas precámbricas sedimentarias, volcánicas del Cretácico superior-Terciario inferior y a rocas volcánicas terciarias. Es cubierta por terrazas aluviales.

EDAD Y CORRELACION

King (1939) proporciona una edad para la Formación Báucarit del Terciario superior al Cuaternario, por encontrar dentro de ella osamentas de Provicideos, al sur de San José de Pimas.

Damon (1975) obtuvo una edad de 21.7 ± 0.4 m.a. por el método K-Ar, en una andesita basáltica colectada en la base de esta unidad.

Chaulot Talmon (1984) proporciona una edad de 17.6 ± 0.7 m.a. para unos basaltos alcalinos que afloran entre la región de Yécora y Ocampo, los cuales se presentan a la base de la Formación Báucarit.

AMBIENTE DE DEPOSITO

Esta unidad está formada por la acumulación de sedimentos clásticos provenientes de la erosión de las rocas preexistentes, depositados en una cuenca continental producida por el evento distensivo del Terciario (Sierras y Valles).

3.3.4 TERRAZAS ALUVIALES

Se designa con este término a una secuencia compuesta por gravas, areniscas de grano grueso, areniscas y lodolitas poco consolidadas, la cual fue depositada en grandes valles. Se distribuyen en el valle del Río San Miguel de Horcasitas, cubriendo grandes extensiones y formando lomeríos suaves.

La secuencia está constituída de gravas poco consolidadas de color gris claro a café con tonalidades amarillentas, claras y oscuras. Contiene fragmentos redondeados a subangulosos de una gran variedad de rocas (areniscas, intrusivos, andesitas, riolitas, gneises) de diferentes tamaños e incluídos en una matriz arenosa. Se presentan a veces intercalaciones delgadas a medianas de areniscas, areniscas arcillosas y lodolitas de color café claro a oscuro, mal consolidadas.

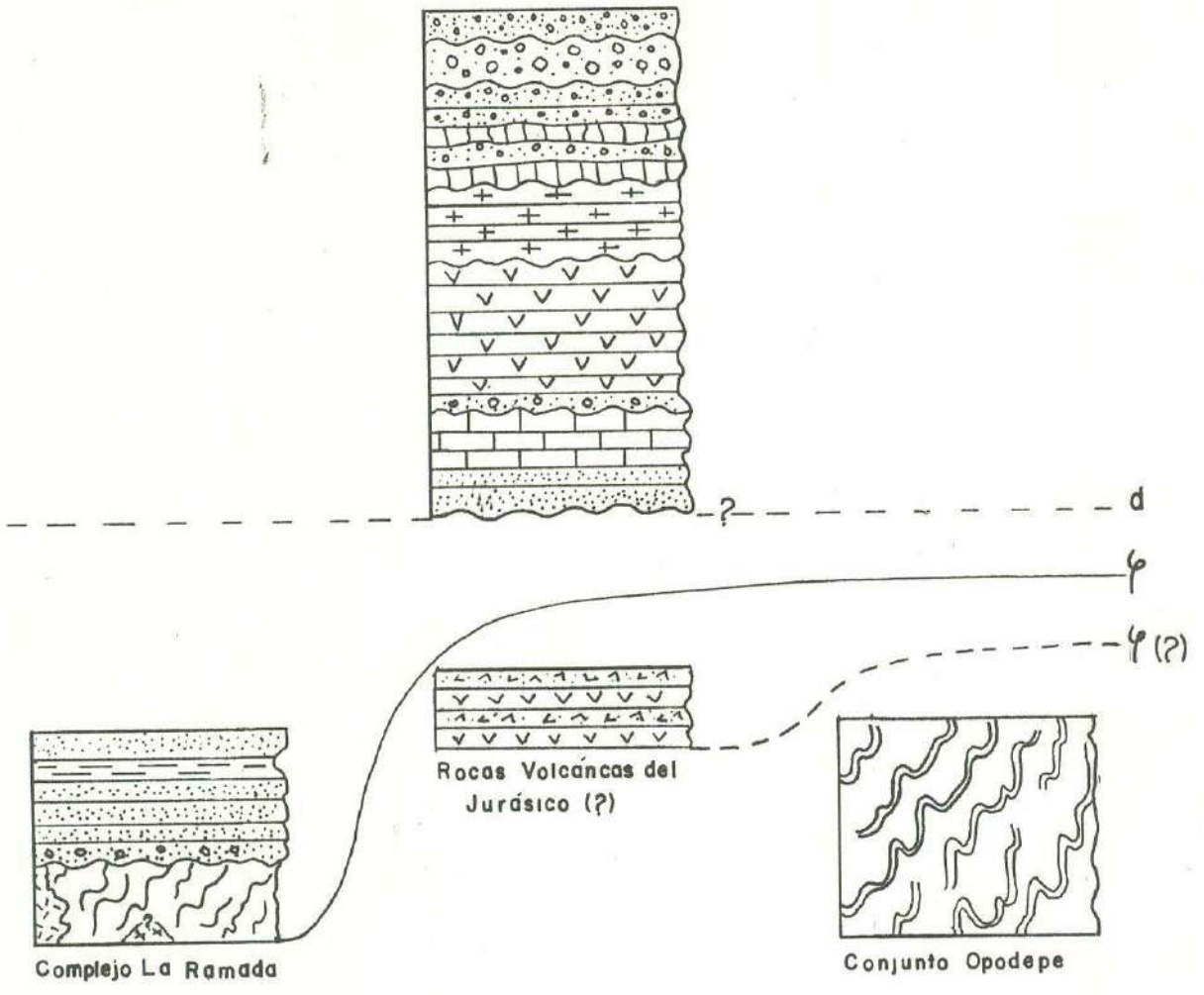
Estos depósitos se encuentran cubriendo en discordancia a las demás rocas. Se le asigna una edad Cuaternario ya que sobreyace en discordancia a la Formación Báucarit de edad Mioceno-Plioceno.

Estos sedimentos se forman como producto de la erosión de

rocas preexistentes y fueron depositados en un ambiente continental.

3.3.5 ALUVION

Depósito de material suelto sobre los cauces de ríos y arroyos, compuesto por gravas, arenas y sedimentos más finos, los que provienen de la erosión de las montañas y son transportados por corrientes fluviales.



- Aluvión
- Terrazas Aluviales
- Formación Baucarit
- Rocas Volcánicas Terciarias
- Rocas Volcánicas del Cretácico sup.-Terciario inf.
- Rocas Sedimentarias del Cretácico inf.
- Rocas Volcánicas del Jurásico (?)
- Grupo La Palma
- Granito Aibó
- Unidad El Peñascal
- Granodiorita de hornblenda
- Conjunto Opodepe

Fig.13 COLUMNA ESTRATIGRAFICA ESQUEMATICA

G E O L O G I A E S T R U C T U R A L

INTRODUCCION

Las estructuras mas abundantes que se observan en el área son consecuencia del evento tectónico distensivo que se desarrolló a partir del Terciario superior y que dió lugar a la formación de Sierras y Valles Paralelos en el noroeste de México.

Con análisis de elementos y características estructurales presentes en el área y en base al estudio de recopilación bibliográfica de estructuras de la región se determinaron las siguientes etapas de deformación:

- Deformación precámbrica.- Está representada en el metamorfismo regional de rocas Precámbricas.

- Deformación post-metamorfismo regional.- Manifestada en el área por el plegamiento en la foliación de las rocas metamórficas del complejo La Ramada y conjunto Opodepe.

- Deformación nevadiana.- Representada por el cabalgamiento de la unidad El Peñascal, Granito Aibó, y grupo La Palma del Precámbrico superior sobre rocas volcánicas asignadas al Jurásico. Las estructuras producidas por la fase mesocretácica no se lograron diferenciar de las deformaciones de la nevadiana.

- Evento laramídico.- Posiblemente representado por el plegamiento del grupo La Palma y por el emplazamiento de intrusivos calcoalcalinos de dimenciones batolíticas

- Estructuras del Terciario.- Manifestado por un sistema de horsts y grabens, producidos por fallamiento normal en varias direcciones, y seguido de un nuevo fallamiento de tipo normal que afecta a sedimentos mas recientes.

4.1 DEFORMACION PRECAMBRICA

La deformación más antigua está representada por metamorfismo regional en rocas del Precámbrico. Esta fase de deformación se manifiesta por una marcada foliación tanto en las roca del conjunto Opodepe como en las rocas metamórficas del complejo La Ramada (unidad El Peñascal).

El conglomerado basal con fragmentos de gneis del grupo La Palma (Precámbrico superior), sobreyace discordantemente al complejo La Ramada. La posible edad de deformación metamórfica entonces se considera del Precámbrico medio.

Además dentro del conjunto Opodepe se tiene un metamorfismo datado en el área de estudio, en los alrededores del Rancho el Zamotal, con una edad de 1600 m.a. obtenida por el método U-Pb en zircones, éste fechamiento fué hecho por Anderson (Castillo, 1988, tesis en preparación).

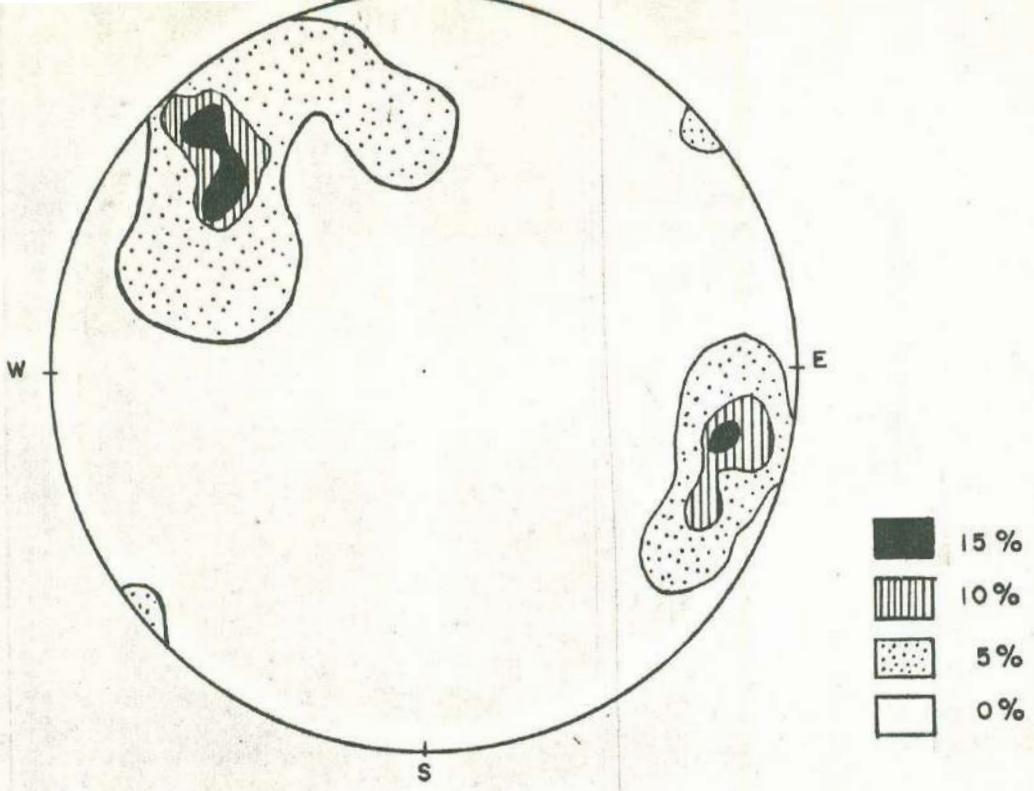


Fig. 14 DIAGRAMA DE CONCENTRACION DE POLOS DE FOLIACION PARA LA UNIDAD EL PEÑASCAL.

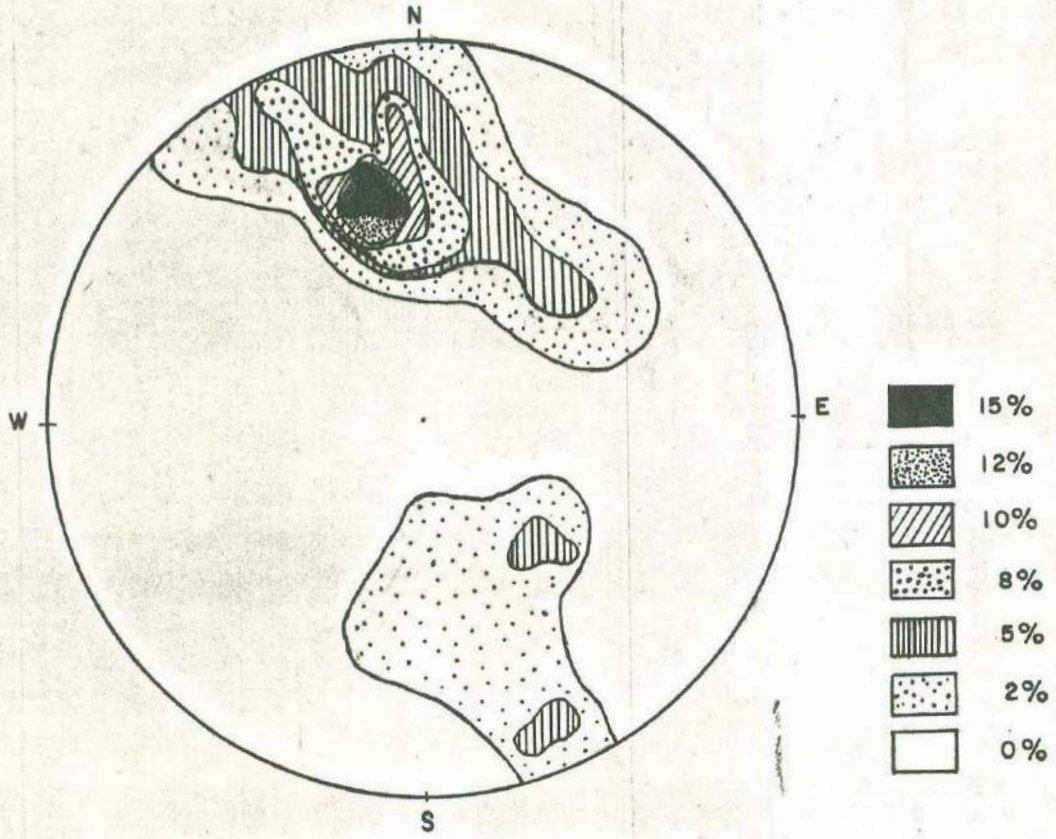


Fig. 15 DIAGRAMA DE CONCENTRACION DE POLOS DE FOLIACION PARA EL CONJUNTO OPODEPE.

Se hizo una recolección de datos en diferentes afloramientos de estas rocas y aunque dicha recolección no se realizó en forma sistemática se construyeron diagramas de concentración de polos de foliaciones de las rocas metamórficas.

Se obtuvo para la unidad El Peñascal un diagrama de concentración de polos de foliaciones (figura 14), así como para El conjunto Opodepe (figura 15), en donde se observa un plegamiento de la foliación con eje general NE-SW. Este estilo de deformación no es comparable con los eventos típicos de las fases mesozoicas reconocidas en Sonora, por lo que puede corresponder a una fase de deformación más antigua, post-metamorfismo regional.

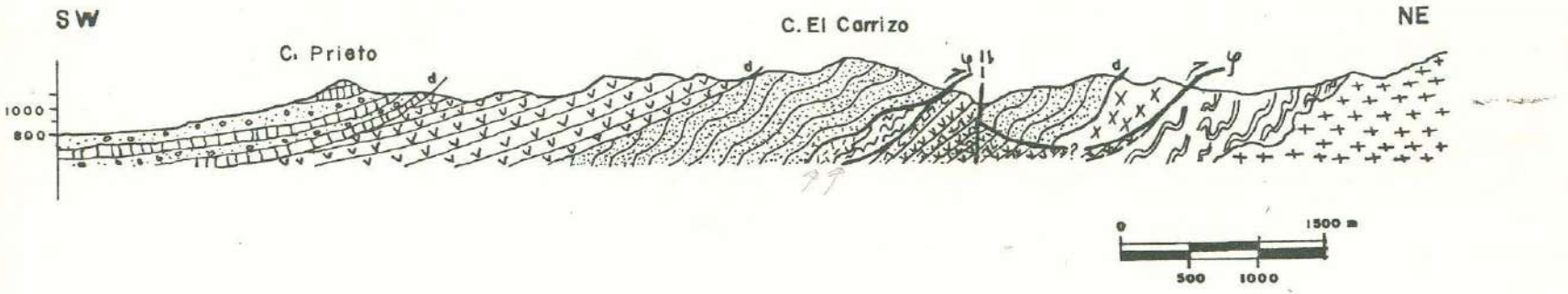
En los diagramas de concentración de polos de la foliación (Figura 14 y 15) se observa una diferencia en el comportamiento de ésta, para el conjunto Opodepe y las rocas metamórficas del complejo La Ramada, argumento que apoya la división de las rocas ígneas y metamórficas asignadas al Precámbrico, en dos grupos.

4.2 DEFORMACION NEVADIANA

La estructura característica de esta deformación, es el cabalgamiento que afecta a rocas del Precámbrico y a rocas volcánicas asignadas al Jurásico (?).

En el flanco este del cerro El Carrizo y la cañada Chichiquelite (figura 16), se encuentra el contacto cabalgante de la unidad El Peñascal, Granito Aibó y rocas sedimentarias

SECCION B – B'



Formación Báucarit

Rocas Volcánicas Terciaras

Batolito de Aconchi

Rocas Volcánicas del Jurásico

Gupo La Palma

Granito Aibó

Unidad El Peñascal.

Granodiorita de honblenda

Unidad Aserradero

Falla normal

Cabalgamiento

Discordancia

Fig. 16 SECCION DONDE SE MUESTRA LA CABALGADURA DE LAS ROCAS DEL PRECAMBRICO SOBRE LAS ROCAS VOLCANICAS DEL JURASICO.

asignadas al Precámbrico Superior sobre rocas volcánicas del Jurásico (?). También se presenta en el flanco sureste del cerro Chichiquelite el cabalgamiento de la granodiorita de hornblenda sobre la unidad Aserradero.

Estos cabalgamientos se consideran de edad Jurásica ya que afectan rocas asignadas al Jurásico y no implican rocas del Cretácico inferior.

De hecho las estructuras de deformación observadas en estas rocas presentan un estilo similar al producido por la fase nevadiana en regiones límites al área (Rangin, 1982).

Para Rangin (1982) esta fase (fase fini-Jurásica) está marcada en la región de Tuape por la discordancia angular del Cretácico inferior sobre la secuencia volcano-sedimentaria plegada del Oxfordiano. El plegamiento es de tipo isoclinal orientado NNW-SSE con vergencia ENE.

Deformaciones de la fase mesocretácica no se lograron reconocer en el área de estudio, ya que las estructuras de deformación que presenta son muy similares a las de la fase nevadiana, pudiendo ser que algunas estructuras descritas como nevadianas correspondan en realidad a la fase mesocretácica. Sin embargo a esta fase se atribuye la discordancia de las rocas volcánicas del Cretácico superior sobre las rocas sedimentarias del Cretácico inferior.

4.3 EVENTO LARAMIDICO

El evento laramídico se tiene manifestado en el área por el emplazamiento de intrusivos calcoalcalinos de dimenciones batolíticas que forman parte del Batolito de Aconchi.

En el grupo La Palma, en el cerro Las Granadas se observa un plegamiento de tipo anticlinal abierto simétrico de escala kilométrica con un eje N-S (Figura 17), que puede corresponder a este evento.

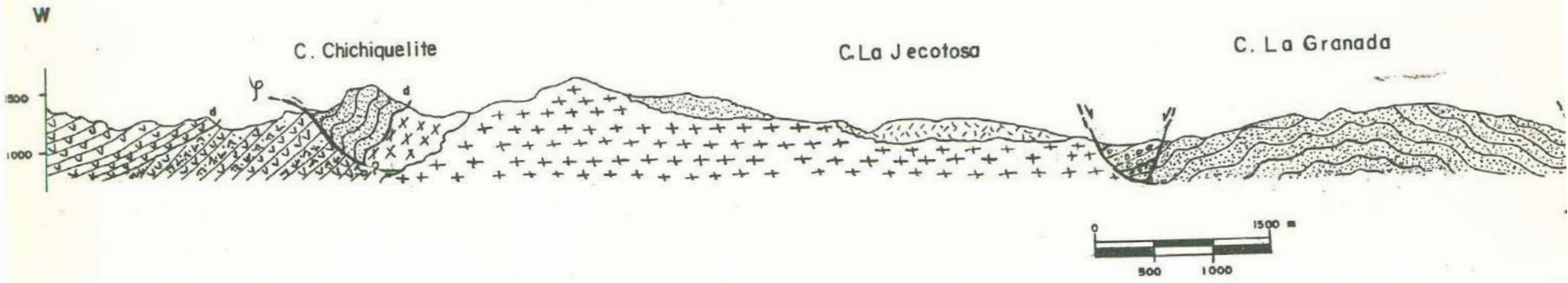
4.4 ESTRUCTURAS DEL TERCIARIO

El evento distensivo del Terciario esta representado en el área por fallamiento normal en varias direcciones, las cuales dan la morfología de Sierras y Valles Paralelos que caracterizan al NW de México y SW de Estados Unidos.

Con datos obtenidos en campo se construyó una roseta de fracturamientos y fallamientos (Figura 18) de las rocas volcánicas terciarias y la Formación Báucarit en donde se observa que las direcciones principales son:

- N 20-40 W
- N 60-70 W
- N 0-10 NE
- N 60-70 E

SECCION A – A'



Formación Báucarit

Rocas Volcánicas Terciarciarias

Batolito de Aconchi

Rocas Volcanicas del Jurásico (?)

Grupo La Palma

Granito Albó

Granodiorita de horblenda

Falla normal

Cabalgamiento

Discordancia

Fig. 17 SECCION A-A'

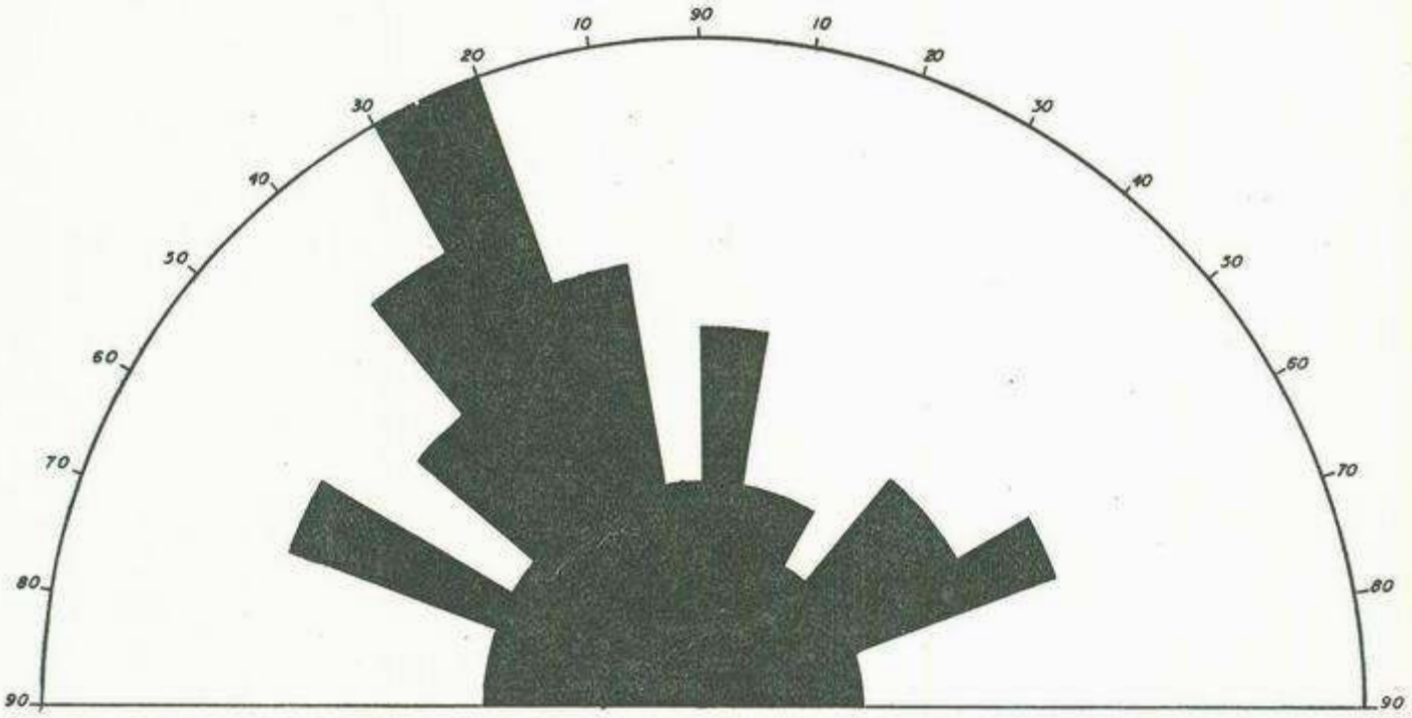


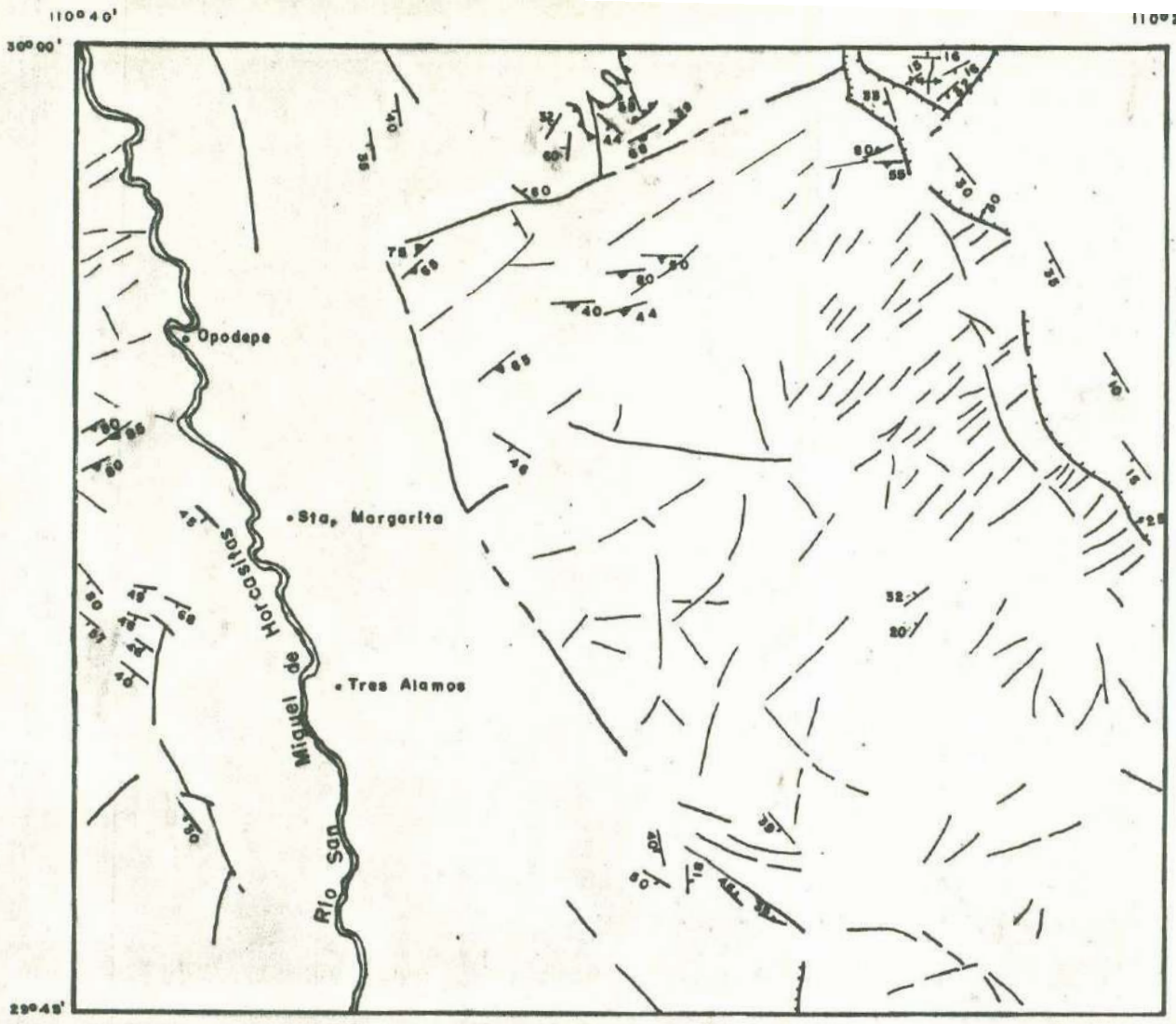
FIGURA 18 ROSETA DE FRACTURAMIENTO Y FALLAMIENTO DE LAS ROCAS VOLCANICAS TERCIARIAS Y LA FORMACION BAUCARIT.

La cronología de estos lineamientos no se pudo determinar, siendo las fallas de orientación NW 20-40, las más grandes y responsables del control de rasgos geomorfológicos mayores en una distribución de Horsts-Grabens, ya que limitan la Sierra de Aconchi al oeste con el valle del Río San Miguel y al este con el del Río Sonora. Estas fallas también separan rocas volcánicas terciarias de rocas pertenecientes a la Formación Báucarit.

Además en el área de estudio se reconocieron estructuras como son la presencia de fallas lístricas, (figura 17), las cuales están relacionadas a la existencia de eventos distensivos.

En la figura 19 se muestra un plano estructural en donde en la parte norte, se reconoce un fallamiento con dirección NE-SW, casi E-W que afecta y pone en contacto a rocas Precámbricas con rocas del Batolito de Aconchi, no pudiendose determinar el sentido de su desplazamiento.

También se observa un fracturamiento preferencial con rumbo NE-SW, que afecta principalmente a rocas del Batolito de Aconchi.



Escala

0 2 4 6 Km

SIMBOLOGIA

- Falla normal
- Falla indiferenciada
- Fractura
- Cabalgadura
- Rumbo y echado
- Foliación
- Anticlinal

Fig. 19 PLANO ESTRUCTURAL

E V O L U C I O N T E C T O N I C A

La reconstrucción de la evolución geológica del área se presenta un poco complicada, debido a la superposición de los episodios de deformación durante el Mesozoico (Mesocretácico y Nevadiano), a la falta de datos radiométricos y geológicos de la región, a la ausencia de fósiles que nos impide definir con presición la edad de las formaciones, además del hecho de que el intrusivo del Terciario se encuentra siempre emplazado en las zonas de contacto. Sin embargo con las características y relaciones estructurales observadas en las unidades expuestas, se tratará de hacer una reseña de los principales eventos.

5.1 PRECAMBRICO

Varios autores como Rodríguez (1984) y Castillo (tesis en preparación) en trabajos realizados al norte de Opodepe consideran un solo conjunto de rocas metamórficas precámbricas. Sin embargo, en este trabajo se diferenciaron dos conjuntos de rocas ígneo-metamórficas precámbricas que forman al conjunto Opodepe y al complejo La Ramada, esto en base a características y a observaciones de campo: el cabalgamiento de la granodiorita de hornblenda, asignada al complejo La Ramada, sobre el conjunto Opodepe; además debido a que el Granito Aibó alóctono en áreas adyacentes, se encuentra intrusionando a las rocas del conjunto La Ramada.

En el Precámbrico (Proterozoico inferior-medio) se desarrolla un evento de metamorfismo regional (mesozonal a

principios de catazona), que originó las rocas metamórficas del conjunto Opodepe a partir de rocas ígneas de composición félsica a máfica. Este conjunto se considera como el basamento relativo del área.

Al parecer este mismo evento de metamorfismo regional dio origen a las rocas metamórficas del complejo La Ramada a partir de un conjunto ígneo-sedimentario situado al noroeste del área, constituido por una secuencia sedimentaria compuesta de arcosas, ortocuarcitas y un granito porfídico que se encontraba intrusionando la secuencia sedimentaria.

A pesar de que existen argumentos de campo que sugieren que la granodiorita de hornblenda constituye parte del basamento de las rocas sedimentarias asignadas al Precámbrico, limitando éste cuerpo intrusivo al Precámbrico; entonces al asignarle una edad de 1700 m.a. por correlación litológica con un intrusivo fechado en las proximidades del área (Castillo, tesis en preparación), no podemos explicar con certeza el hecho de que no presente un metamorfismo regional evidente. Esta incongruencia puede deberse a características geológicas particulares de las rocas del complejo La Ramada, que hicierón posible la existencia de zonas no afectadas o mínimamente afectadas por el metamorfismo regional, pero también puede ser que el metamorfismo sea en realidad mas antiguo a 1675 m.a. y/o la edad de la granodiorita sea mas joven.

Se infiere un evento de deformación post-metamorfismo regional, el cual afectó tanto a rocas metamórficas del conjunto Opodepe como a las del complejo La Ramada y estaría representado

por el plegamiento en la foliación con un eje general NE-SW. Este evento pudiera corresponder al Precámbrico o al Paleozoico, no encontrandose argumentos para su determinación precisa.

Posteriormente a este evento de metamorfismo regional, al fin del Proterozoico medio, se lleva a cabo un evento intrusivo representado por un granito micrográfico muy semejante al Granito Aibó de Caborca que se suma al complejo La Ramada.

En el Precámbrico superior se tiene el depósito sobre el complejo La Ramada de rocas sedimentarias clásticas de un ambiente marino de alta energia, el cual estuvo sujeto a fluctuaciónes marinas, lo que ocasionó la erosión del complejo la Ramada y la depositación en discordancia de sedimentos clásticos como ortocuarcitas, areniscas cuarzo-feldespáticas, así como también de rocas de grano más fino, como lodolitas.

En el área no se encontraron afloramientos de edad Paleozoica, su falta puede deberse probablemente a que al ser depositados hayan sido sometidos a intensos períodos de erosión y destruidas o que no hayan sido depositadas.

5.2 JURASICO

Durante este período tiene lugar el depósito de rocas volcánicas, sedimentarias y volcanosedimentarias en el noreste y centro oeste del Estado. En el área de estudio se reconocen rocas volcánicas de composición calco-alcalina asignadas al Jurásico (?), que posiblemente estén relacionas a la existencia de un arco magmático.

La distribución y origen de estas rocas ha sido objeto de

varias interpretaciones. A continuación se presentan los modelos propuestos por Rangin (1982) y Minjarez (1987), figura 20 y 21.

Rangin (1982) y Minjarez (1987), coinciden en la existencia de un arco volcánico continental de edad Jurásico medio-superior hacia el oeste y en la formación de una cuenca al noreste del mismo. Según estos autores la cuenca se originó en un ambiente tectónico distensivo. Kluth (1983) considera que el volcanismo desarrollado hacia el noreste forma parte de un arco volcánico continental.

Según Rangin (1982), el Jurásico medio-superior está marcado en Sonora y Baja California por un episodio de convergencia sobre el margen del continente Americano. En Baja California está representado por la formación de un arco volcánico (complejo San Andrés-Cedros) y en Sonora se tiene la distribución de un Cinturón magmático orientado WNW-ESE.

Al final del Jurásico se desarrolla sobre este dominio una fase tectónica tangencial (fase Nevadiana), producida según Rangin (1982), por la colisión de un microcontinente con el arco San Andrés-Cedros, evento que en Sonora está marcado por el plegamiento de tipo isoclinal orientado NNW-SSE con vergencia ENE.

La fase nevadiana se presenta en el área con el cabalgamiento del grupo La Palma, Granito Aibó y unidad El Peñascal sobre las rocas volcanicás del Jurásico (?), y además el cabalgamiento de la granodiorita de hornblenda sobre las rocas de la unidad Aserradero del conjunto Opodepe.

También Rodríguez (1984) al norte del área de estudio, menciona para el Jurásico superior el cabalgamiento de rocas

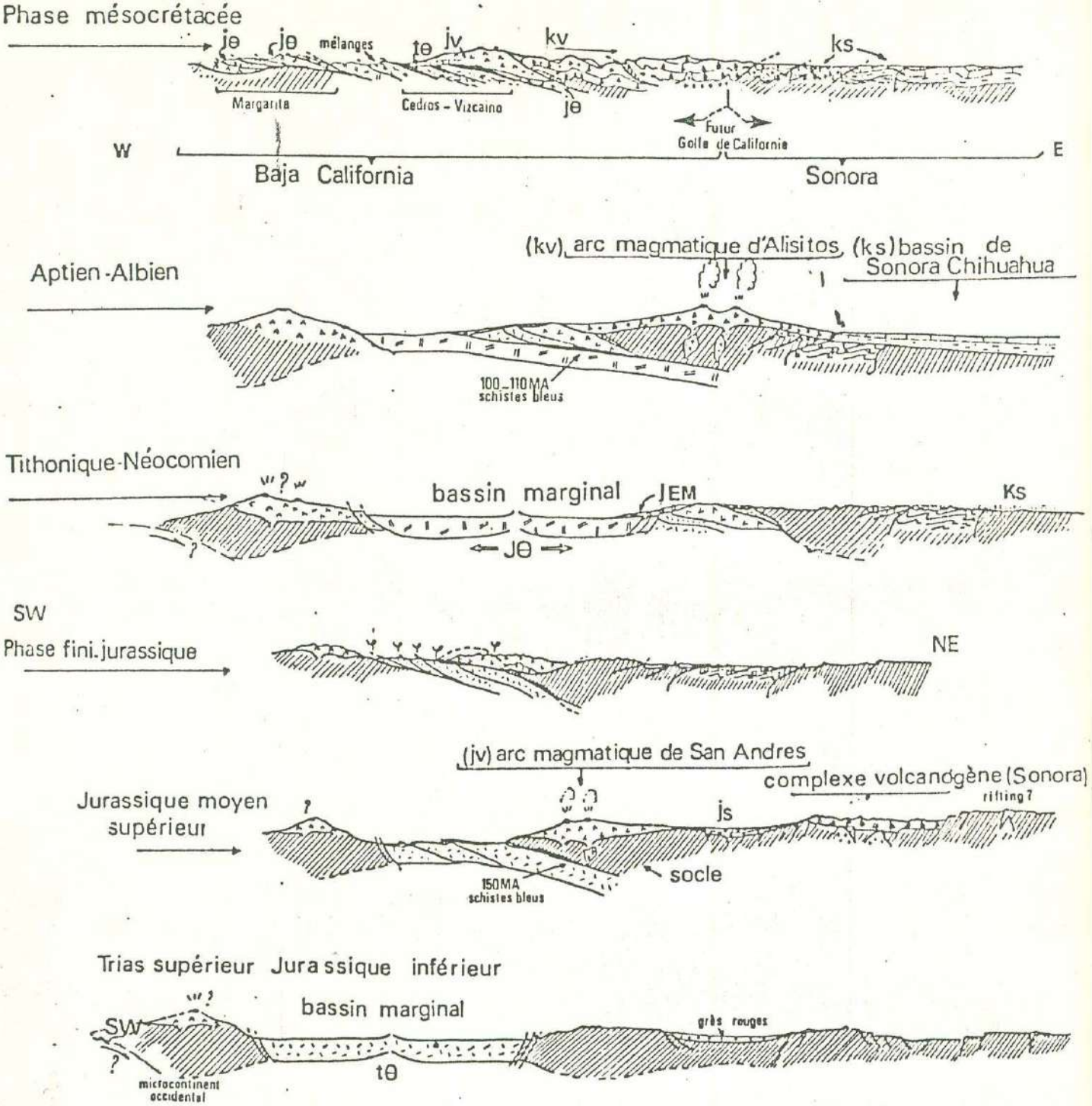


Fig.20 Modelo para la evolución del NW de México desde el Triásico superior al Albiano medio (Rangin, 1982).

tθ : corteza oceánica del Triásico superior; Js: series triásico-jurásicas de la provincia costera de Sonora; ↾ : cabalgamientos; J : ofiolitas del Titoniano-Neocomiano; JEM: Formación Eugenia; Jv: complejo volcanogénico de San Andrés-Cedros; Ks: serie sedimentaria detríticas y carbonotadas de la cuenca oriental; tθ: ofiolitas triásicas.

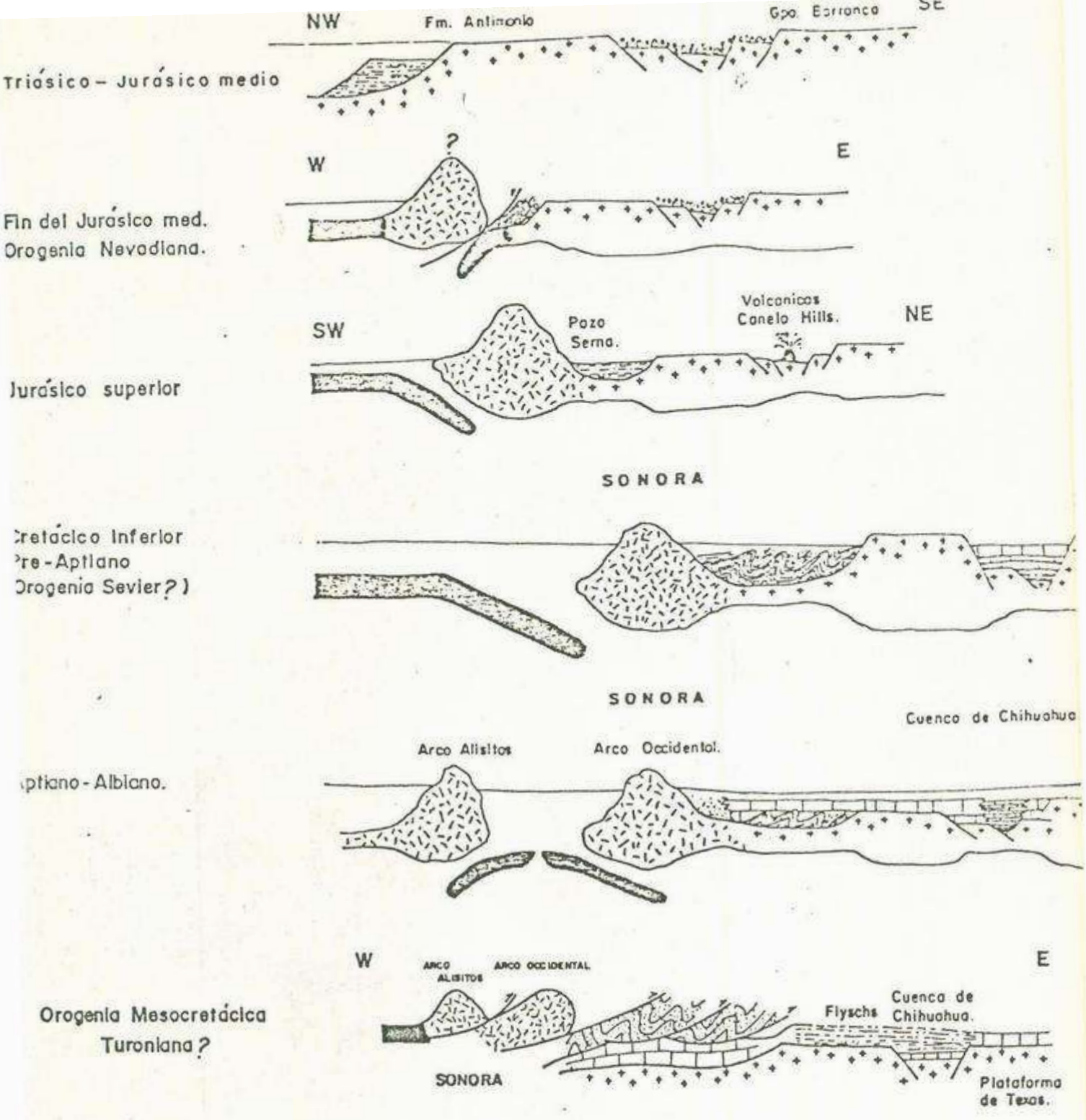


Fig. 21 Modelo para la evolución del NW de México desde el Triásico – Jurásico medio al Turoniano ? Minjarez (1987).

sedimentarias del Paleozoico inferior sobre las rocas volcánicas del Jurásico inferor-medio (?), donde estas últimas cabalgan a las rocas volcano-sedimentarias del Oxfordiano-Kimmeridgiano.

5.3 CRETACICO INFERIOR

Durante este período, según Bilodeau y otros (1983) los procesos de rifting asociados a la apertura del océano Atlántico, continuan durante el Cretácico dando lugar a actividad volcánica, erosión y sedimentación acompañadas de fenómenos de subsidencia gradual y consecuentemente la invasión marina que cubrió parte de Sonora proveniente del sureste de México. Posteriormente ocurre un levantamiento que da lugar a una regresión marina.

Esta transgresión y regresión marina lleno las cuencas Chihuahua y Bisbee, dando lugar en el área de estudio a la sedimentación de rocas detríticas y calcáreas de ambiente marino de plataforma. El fín de la sedimentación de estos depósitos en Sonora, ocurre durante el Cenomaniano.

Al suroeste del área de estudio, según Castro y Morfín (1988) la fase mesocretácica está representada por el plegamiento con eje NW-SE de las secuencias sedimentarias del Precámbrico y del Cretácico inferior, además por fallamiento inverso y cabalgamiento de las rocas del Precámbrico superior sobre las rocas del Cretácico inferior.

En el área de estudio, la discordancia entre las rocas volcánicas del Cretásico superior sobre las rocas sedimentarias del Cretácico inferior se asigna a la fase mesocretácica.

Para Rangin (1977), el fin de la fase mesocretácica ésta manifestado por los depósitos de molasas continentales del Maestrichtiano, del grupo Cabullona (Agua Prieta) que cubren en discordancia los depósitos del Paleozoico y Cretácico inferior.

5.4 CRETACICO SUPERIOR-EOCENO

En este período ocurren procesos de plutonismo asociado a la orogenia Laramide. Esta fase se tiene manifestada en el área por eventos de intrusión y volcanismo de afinidad arco, caracterizados por el emplazamiento de un volcanismo predominantemente andesítico y el emplazamiento de un intrusivo de composición granítica a granodiorítica, formando este cuerpo intrusivo parte del batolito de Aconchi. Además, se reconoce un plegamiento simétrico amplio con eje NW-SE, el cual se considera una manifestación de esta orogenia.

El magmatismo fue producido por eventos compresivos derivados por efectos dinámicos de la subducción de la placa Farallón bajo la Norteamericana (Coney 1976).

Este conjunto de rocas volcánicas y grandes batolitos son nombrados por McDowell y Clabaugh (1979) como Complejo Volcánico Inferior.

En Sonora las estructuras producidas por la orogenia Larámide son muy poco conocidas. Según Rangin (1982), esta fase se manifiesta en forma de plegamiento de gran radio de curvatura y en forma de intrusiones de composición granítica a granodiorítica, acompañados de fallamienmto inverso poco desarrollado.

En el área de Agua Prieta, Rangin (1982) menciona que esta orogenia es responsable de la cabalgadura del basamento Paleozoico sobre la cuenca de tipo molasa del Cretácico superior. Además Minjárez y Torres (1987) y Pubellier (1987) observaron en Arivechi un plegamiento con características similares a las causadas por la orogenia Laramídica.

5.5 OLIGOCENO-MIOCENO

Durante este tiempo se desarrolla el emplazamiento de grandes volúmenes de rocas volcánicas constituídas de ignimbritas, tobas, riolitas, aglomerados, andesitas y basaltos.

En el Oligoceno se tiene la migración del arco hacia el occidente, debido a una disminución en la velocidad de subducción. Coney (1976) explica que la migración se inicia hace 40 m.a. por un cambio en la convergencia de placas, pero Dickinson (1981) la atribuye a una variación del ángulo de la subducción de la placa oceánica. Esto da lugar a un extenso volcanismo calcoalcalino, evento que fué denominado por Damon (1964) como orogenia del Terciario medio. A este conjunto de rocas se le denominan como Supergrupo Volcánico Superior (McDowell y Clabaugh, 1979), que conforman la mayor parte de la Sierra Madre Occidental. Estos autores consideran que este volcanismo tuvo su desarrollo de los 34 a 27 m.a. después de un hiatus entre los 45 y 34 m.a.

Cochemé (1985) para el Mioceno, menciona un episodio de volcanismo bimodal constituído por una alternancia de basaltos, andesitas basálticas, tobas ignimbríticas y tobas félsicas. Este episodio lo asocia a la tectónica distensiva del Basin and

Range y al nacimiento del Golfo de California. El cambio del sistema compresivo a un régimen distensivo, que fue producido cuando el rift (dorsal) que separa la placa Farallón de la placa Norteamericana choca con la zona de trinchera en el margen de la placa norteamericana (Atwater, 1970).

Este proceso distensivo se desarrolló durante el Mioceno (hace 20 m.a.), produciendo esfuerzos de extensión cortical que coinciden con el cese de la subducción, dando como consecuencia fallamiento en bloque y resultando de ello la formación de Sierras y Valles Paralelos y la expulsión de material máfico através de fracturas. Este evento distensivo es conocido como Basin and Range.

Simultaneamente con esta tectónica se tiene la erosión y depósito de materiales continentales en cuencas producidas por el evento distensivo, en las cuales se tienen ocasionalmente interestratificación de derrames basálticos. A esta secuencia se le conoce como Formación Báucarit.

Chaulot-Talmon (1984), establece que la tectónica distensiva se produce al menos en 2 etapas: en el Mioceno (20 m.a.) se desarrolló una etapa pre-Basin and Range, caracterizada por la formación de fallas con rumbo NW relacionadas a ellas basaltos de plataforma y los primeros niveles de conglomerados de la Formación Báucarit. La segunda etapa en el Mioceno superior (13 y 7 m.a.) llamada Basin and Range con fallamiento de rumbo NE.

En el área de estudio la extensión terciaria está representada por la presencia de fallas lístricas y posiblemente por el emplazamiento de granitos "S" (granito de dos micas y/o muscovita y granate), a los que algunos autores asocian a eventos

de extensión regional. El origen de estos granitos ha sido muy discutido, sin embargo de acuerdo con Pitcher (1982), los granitos peraluminosos están asociados con la fusión y asimilación de la corteza para lo cual es necesario, según Malavielle (1987) un doblamiento de la corteza (corteza sobre corteza), ocurrido durante el Mesozoico.

C O N C L U S I O N E S Y R E C O M E N D A C I O N E S

CONCLUSIONES

1. Se define el conjunto Opodepe que forma el basamento relativo del la región, el cual está constituído por dos unidades metamórficas: Aserradero y Lobera, asignándoles una edad de Precámbrico.

2. Se nombra como complejo La Ramada a un conjunto de rocas ígneas y metamórficas, el cual está constituído por tres unidades: granodiorita de hornblenda, unidad El Peñascal y Granito Aibó. Este complejo es correlacionable cronologicamente con las rocas del Complejo ígneo-metamórfico de Caborca.

3. Se reconoció el grupo La Palma asignado al Precámbrico superior por Castro y Morfín (1988), representado en el área por un conjunto de rocas sedimentarias constituídas por rocas clásticas características de un ambiente costero de alta energía, asignándole una edad de Precámbrico superior.

4. En el área de estudio se reconocieron dos tipos de granitos. El primero pertenece a una serie calcoalcalina y el segundo pertenece a los granitos tipo "S" o peraluminosos.

5. Se considera la deformación precámbrica como la más antigua en el área, manifestada por el metamorfismo regional que produjo un marcada foliación tanto en las rocas del conjunto Opodepe como en la unidaded El Peñascal del complejo La Ramada.

6. Se asigna a la orogenia nevadiana como la causante de los cabalgamientos de las rocas precámbricas del complejo La Ramada sobre las rocas volcánicas del Jurásico y él de la granodiorita de hornblenda del mismo complejo sobre el conjunto Opodepe.

7. La fase mesocretácica se reconoce en el área por la discordancia entre las rocas volcánicas del Cretácico superior sobre las rocas sedimentarias del Cretácico inferior, no lográndose diferenciar deformaciones producidas por esta fase con las producidas por la fase nevadiana en el área.

8. La mineralización en algunos yacimientos está relacionada con el emplazamiento de las rocas intrusivas, las cuales aportaron calor, soluciones hidrotermales y metasomatismo.

RECOMENDACIONES

1. Es necesario un estudio geológico a detalle en la parte norte centro del área de estudio, para comprender mejor las relaciones entre las rocas del conjuto Opodepe y complejo La Ramada.

2. Los fechamientos radiométricos de las rocas ígneas y metamórficas deben realizarse tomando en cuenta sus características de campo y características petrográficas. Estas edades radiométricas deben ser utilizadas con suma cautela, sobre todo si se trata de rocas metamórficas en donde es sabido existe generación de minerales en el tiempo, dando por resultado que una misma roca presente muy distintas edades, de acuerdo al tipo de mineral fechado y el método utilizado.

3. Hacer un estudio petrográfico y microestructural en las rocas miloníticas para determinar con certeza que mecanismo las originó.

4. LLevar a cabo un estudio paleontológico y cronoestratigráfico del grupo La Palma.

5. Se recomienda un estudio en el Batolito de Aconchi para diferenciar los eventos intrusivos.

6. Hacer un estudios en los yacimentos minerales para evaluar las posibilidades económicas de las minas Los Locos, El Crestón, Los Amoles, etc., así como las zonas de alteración hidrotermal en las estructuras casi E-W.

B I B L I O G R A F I A

Anderson, T.H. and Silver L.T. 1971. Preliminary history for Precambrian rocks, Bámori region, Sonora México. Abs. Geol. Soc. America, No. 3, p. 484.

Anderson, T.H., Eells J., Silver L.T. 1979. Geology of Precambrian and Paleozoic rocks, Caborca-Bámori region. In Guidebook field Trip, Geol. Soc. Amer., Geology of Northern Sonora, p. 59-68.

Anderson, T.H. and Silver L.T. 1979. The role of Mojave Sonora Megashear in the tectonic evolution of Northen Sonora. In Guidebook Field Trip, Geol. Soc. Amer., Geology of Northen Sonora, p. 59-68.

Anderson, T.H., Silver L.T. and Salas A.G. 1980. Distribution and U-Pb isotope ages of some lineated plutons northwestern México. In. Geological Society of America Memoir 153, p. 269-283.

Anderson, T.H. and Silver L.T. 1981. An overview of Precambrian rocks in Sonora. Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista, Vol. 5 No. 2, p. 131-139.

Arellano A., R.V. 1956. Relación del Cámbrico de Caborca, especialmente en la base del Paleozoico. XX Congreso Geológico Internacional, Sección México. P.

Atwater, T. 1970. Implications of plate tectonics for the Cenozoic Tectonic evolutions of Western North America. Geol. Soc. Amer. Bull., 81, p. 3513-3536.

Bilodeau, W.L. and Lindberg, F.A. 1983. Early Cretaceous tectonics and sedimentation in southern Arizona, southwestern New México, and northern Sonora, México, S.E.P.M., p. 173 - 188.

Bojórquez O., J.A. y Rosas H., J.A. 1988. Geología de la hoja Aconchi H12D13, Minicipio de Aconchi, Sonora México. Tesis profesional, UNISON.

Castillo M., E. 1988. Geología del área del Rancho Ensenada, municipio de Banámichi, Sonora Central, México. Tesis Profesional (por presentar). UABCS.

Castro R., A. y Morfin V., S. 1988. Geología de la carta Rayón, con énfasis en el área Cerro de Oro, Sonora Central. Tesis Profesional, UNI-SON.

Cochemé, J.J. 1985. Le Magmatisme cénozoique dans le nord-ouest du Mexique: Cartographie de la région Yécora-Maicoba-Mulatos. Ilustration magmatique de la fin d'un régime en subduction et du passage á un régime distensif. Thése de Doctorat é Sciences-Université d'Aix-Merseille, France.

Coney, P.J. 1976. Plate Tectonic and the Laramide Orogeny. New Mexico. Geol. Soc. Spec. Pub. No. 6.

Chávez, J.M. 1978. Géologie et Metallogénie de la Sierra d'Aconchi (Sonora, Mexique). Thése de docteur-ingénieur. Université Pierre et Marie Curie, France.

Chaulot-Talmon. 1984. Etude Geologique et structurale des ignimbrites du tertiarie de la Sierra Madre Occidentale, entre Hermosillo et Chihuahua, Mexique. Thése du Doctorat. Univ. de Paris-sud. p. 259.

Damon, P.E., Livington D.E., Mauger R.L., Gieletti B.J. and Pantoja A.J. 1962. Edad del Precámbrico Anterior y de rocas del zócalo de la región de Caborca-Altar de la parte Noroocidental del Estado de Sonora. Bol. Inst. Geol. UNAM, No. 64, Pte. 2, p. 11-31.

Damon, P.E., Madger R.L., Bikerman 1964. K-Ar Dating of Laramide Plutonic and volcanics rocks within the basin and range province of Arizona and Sonora.

Damon, P.E. 1975. Dating of Mesozoic-Cenozoic metallogenetic provinces reserva project betwen Laboratory of Isotope Geochemestry Departament de Recursos Naturales no Renovables, Archivo C.R.N.N.R.; Dirección General.

Damon, P.E., Shafiqullah M., Roldán Q. and Cochemé J.J. 1983. El Batolito Laramide de Sonora. Departamento de Geociencias, Universidad de Arizona, Instituto de Geología de la UNAM, Estación Regional Noroeste.

Davis, G.H., Gardulski, A.F. and Anderson, T.H. 1981. Metamorphic core complex in Northern Sonora and Southern Arizona. Structural and structural-petrological characteristics of some metamorphic core complex terranes en southern Arizona and northern Sonora (Roadlog). Geology of Norwestern Mexico and Southern Arizona. Inst. Geol. UNAM. Fiels guides and papers. p. 323-368.

Dickinson, W.R. 1981. Plate Tectonis Evolution of the Southern Cordillera in Relations of plate Tectonics to ore Deposits. Arizona Geol. XIV.

Dumble, E.T. 1900. Notes on the geology of Sonora, Mexico. Am. Inst. Min. Eng. Trans., V, 29, p. 122-152.

Ells, J.L. y Merrian R. 1978. Reconnaissance geologic map of the Caborca Quadrangle, Sonora, México. Bol. Dpto. Geol. Uni-Son, Vol. 1 No. 2, p. 87-94.

Flores, Teodoro 1929. Reconocimiento Geológico en la región central del Estado de Sonora. Instituto Geológico de Mexico, Bol No 49.

Gómez, R., Valtierra, G.A. y Navarro M.A. 1982. Informe Geológico y cálculo de resevas de la Mina Los Amoles, Mpio. de Rayón, Sonora. URAMEX.

Halliday, A.N., Stephens, W.E. and Harmon R.S. 1981. Isotopic and chemical constraints on the development of peraluminous Caledonian and Acadian granites. Can. Mineral. 19, p. 205-216.

Hardy, L.R. 1981. Geology of the Central Sierra de Santa Rosa, Sonora México. In: Geology of Northwestern and Southern Arizona Field Guides and Papers. Ed. by Luc Ortlieb and J. Roldan Q.

King, R.E. 1939. Geological reconnaissance in Northern Sierra Madre Occidental of México. Geol. Soc. Amer. Bull., 50 p. 1625-1722.

Kluth, C.F. 1983. Geology of the Northern Canelo Hills and implications for Mesozoic tectonic of southestern Arizona. S.E.P.M. p. 150-170.

León, F.L. and Miller, C.P. 1981. Geology of the Creston Molibdenum Copper Deposits. Geology of Northwestern México and Southern Arizona. Field Trip No. 7, Geol. Soc. Amer. P 223-238.

Longoria, J.F. y Pérez, V.A. 1978. Bosquejo geológico de los cerros Chinos y Rajón cuadrángulo Pitiquito-Primavera (NW de Sonora). Bol. Dpto. Geol. Uni-Son. Vol. 1 No. 2, p 119-144.

Malavielle, Jacques. 1987. Les mecanismes D'amincissement d'une croute epoisse: les "metamorphic core complexes" du Basin an Range. (USA). These de docteur d'Etat Mention Sciences. Université Des Sciences et Tecniques du Languedos. p. 332.

Mc Dowell, F.W. and Keizer, R.P. 1977. Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental betwen Durango City and Mazatlán, México. Geol. Soc. Amer. Bull. V. 88. p. 1479-1487.

Mc Dowell, F.W. and Clabaugh, S.E. 1979. Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western México. Geol. soc. of America, Special Paper 180, p.113-124.

Mc Dowell, F.W. and Clabaugh, S.E. 1981. The Igneous history of the Sierra Madre Occidental and its relations to the tectonic evolutions of western Mexico. Univ. Nal. Autón México, Inst. Geología, Revista, Vol. 5 No.2, P 195-206.

Minjárez, I. y Torres, L. Y. 1987. Geología del área de Bacanora Arivechi. Hacia un esquema de evolución geológica Jurásico-Cretácico de Sonora. Tesis Profesional, Uni-Son.

Nourse, Jonathan. 1988. Tectonic evolution of a highly disrupted Mesozoic-Cenozoic crustal seccion north central Sonora. En: Resumenes del Segundo Simposio sobre Geología y Minería de Sonora. Hermosillo Sonora, del 6 al 8 de Noviembre de 1988.

Pitcher, W.S. (1982). Granite Type and Tectonic Environment. In HSU K.J., ed. Montain Building processes. Academicc press. p. 19-40.

Pubellier, M. 1987. Relations entre Domaines Cordillerain et Mésogéen du Nord ou Mexique; Etude Geologique de la Valle de Sahuaripa, Sonora Central. Thése de Doctorat, Universitéde Paris VI.

Raisz, E. 1964. Landforms of México. Morphological map prepared for the geography Branch of the Office of Naval research. Cambridge Mass., USA, escala aproximada 1: 3 000 000.

Rangin, Claude 1977. Tectónicas sobrepuestas en Sonora septentrional. Univ. Nac. Autón México, Inst. Geología, Revista, Vol. 1 No. 1, p. 44-47.

Rangin, Claude (1982). Constribution á 1'étude Géologique du systéme Cordillerain du nord-ouest du Mexique. Thése de Doctorat d'Etat é Sciencies Naturalles, Université de Paris VI, France.

Rodríguez C., J.L. (1984). Geology of Tuape region north-central Sonora, México. Master in Sciences Thesis, University of Pittsburg.

Roldán Q., J. 1976. The geology and mineralization of the San Felipe Area, East - central Sonora, México. Thesis of of Master in Science, University of Iowa. (july).

Roldán Q., J. 1979. Geología y yacimientos minerales del Distrito de San Felipe, Sonora. Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista, Vol. 3 No. 2, p. 97-115.

Roldán Q., J. y Amaya M., R. 1988. Compilación de los Períodos de actividad ígnea en Sonora. En: Resúmenes del Segundo Simposio sobre Geología y Minería en Sonora. Hermosillo, Sonora, del 6 al 8 de Noviembre de 1988.

Stewart, J.H., Mc Menamin M.A. y Morales R.J. (1984). Upper Proterozoic and Cambrian rocks on the Caborca region, Sonora, Mexico-phisical stratigraphy, paleocurrent studies, and regional relations. Us geological survey professional paper 1309.