

17
2ej



Universidad Nacional Autónoma de México

Facultad de Ingeniería

Análisis Metalogenético Regional de la Península
de Baja California

T E S I S

Que para obtener el Título de

Ingeniero Geólogo

p r e s e n t a

Moisés Jaime Menchaca de la Fuente

México, D. F.

1986



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MEXICO
FACULTAD DE INGENIERIA

FACULTAD DE INGENIERIA

Dirección
60-I-196

Señor MENCHACA DE LA FUENTE MOISES J.
P r e s e n t e .

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que aprobado por esta Dirección, propuso el Profr. Ing.- Jorge Nieto Obregón, para que lo desarrolle como tesis para su Examen Profesional de la carrera de INGENIERO GEOLOGO.

"ANALISIS METALOGENETICO REGIONAL DE LA PENINSULA DE
BAJA CALIFORNIA"

- I INTRODUCCION.
- II GEOGRAFIA.
- III GEOLOGIA REGIONAL.
- IV TECTONICA.
- V FRANJAS Y REGIONES METALOGENETICAS.
- VI EVOLUCION TECTONICA DE LAS FRANJAS Y REGIONES METALOGENETICAS.
- VII CONCLUSIONES.
BIBLIOGRAFIA.
ANEXOS.

Ruego a usted se sirva tomar debida nota de que en cumplimiento con lo especificado por la Ley de Profesiones, deberá prestar -- Servicio Social durante un tiempo mínimo de seis meses como -- requisito indispensable para sustentar Examen Profesional; así -- como de la disposición de la Coordinación de la Administración -- Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de los -- ejemplares de la tesis, el título del trabajo realizado.

Atentamente.

"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"

Cd. Universitaria, D.F., Septiembre 25 de 1985.

EL DIRECTOR

Dr. Octavio A. Rascón Chávez

AGRADECIMIENTOS

Deseo expresar mi sincero agradecimiento a todas las personas que de alguna u otra forma me ofrecieron su apoyo para hacer posible la realización de este trabajo.

De manera especial, agradezco al Ing. Jorge Nieto Obregón y al Dr. Eduardo González Partida por haber dirigido y propuesto respectivamente el tema de la presente tesis, además de brindarme asesoría a lo largo del tiempo de trabajo.

Al Ing. Dante J. Morán Zenteno, investigador del Instituto de Geofísica de la U.N.A.M., quién aceptó gentilmente hacer una revisión y crítica en lo referente a la geología y tectónica -- del área de estudio, haciendo además atinadas sugerencias que -- mucho valoro.

Al Ing. Rafael Márquez, C. Jefe del Departamento de Información Geológico-Minera del Consejo de Recursos Minerales, por haberme dado facilidades para obtener la información necesaria.

Al Prof. Ing. Gilberto Silva R. por proporcionarme parte de la cartografía e información geológica requerida y al compañero Ing. Vicente Torres Rodríguez por su ayuda.

A la Familia Talavera-Calderón y a la Srita. Cecilia Sánchez Espinoza por su valiosa colaboración y apoyo.

A todos gracias.

I N D I C E

	Pág.
RESUMEN.....	
I. INTRODUCCION.....	1
Objetivos.....	2
Método de trabajo.....	3
Trabajos previos-.....	4
II.- GEOGRAFIA	
Localización y extensión del área.....	6
Vías de comunicación y acceso.....	6
Fisiografía.....	8
Hidrografía.....	11
III.- GEOLOGIA REGIONAL	
Rocas Pre-batolíticas.....	14
1.- Cinturón Paleozoico Nor-oriental.....	15
2.- Cinturón Metamórfico Nor-central:.....	16
3.- Cinturón Volcánico Triásico Sup (?) - Cretáci co medio (Arco Alisitos).....	18
4.- El área Viscaíno-Cedros y las Islas Sta. Mar garita y Magdalena.....	22
5.- El terreno Metamórfico al sur de La Paz.....	29
Rocas Plutónicas.....	31

Rocas Sedimentarias Cretácicas.....	35
Rocas Sedimentarias Cenozoicas.....	37
Vulcanismo Cenozoico.....	40
IV.- TECTONICA	
Terrenos Tectono-estratigráficos.....	43
Paleozoico superior-Triás. med.....	44
Triásico sup.- Jurásico medio.....	45
Jurásico sup.- Cretácico inf.....	47
Cretácico.- Terciario inf.....	47
Terciario sup.- Reciente.....	49
V.- FRANJAS Y REGIONES METALOGENETICAS.	
Triásico sup.- Cretácico inferior (hasta Neocomia no).....	53
1.- Región de Cromo y Magnesio: Cr, Mg.....	53
2.- Región Cuprífero-Aurífera: Cu, Au.....	56
Cretácico inferior-medio (Aptiano-Cenomaniano).....	59
1.- Franja Ferrífero-Cuprífera: Fe, Cu (Au,Ag).....	59
2.- Franja Cuprífero-Aurífera: Cu, Au (Fe, Ag).....	61
Cretácico Superior-Eoceno.....	65
1.- Franja Tungstenífera: W (Cu).....	65
2.- Franja Aurífera: Au (Ag).....	67
3.- Región Aurífero-Argentífera del Cretácico: (Cu, W, Sb).....	70
Oligoceno.....	74
Región Fosforítica: P ₂ O ₅ (U).....	74

Mioceno-Plioceno.....	78
1.- Franja Manganesífera: Mn (Fe).....	78
2.- Región Aurífero-Argentífera: Au, Ag (Pb,Zn,Ba)..	80
3.- Región del Golfo: El Boleo (Cu) y Lucifer (Mn).....	83

VI. EVOLUCION TECTONICA DE FRANJAS Y REGIONES METALOGENETICAS.

Triásico-Cretácico inferior (hasta Neocomiano).....	89
1.- Complejos Ofiolíticos.....	89
2.- Yacimientos de Cu-Au.....	91
Cretácico inferior - medio (Aptiano-Cenomaniano)....	93
1.- "Skarns" ferríco-cupríferos.....	93
2.- Yacimientos cupríferos (pórfidos y vetas).....	95
Cretácico superior-Eoceno.....	100
1.- "Skarns" de tungsteno.....	100
2.- Yacimientos de emplazamiento profundo en zona - de cizalla.....	102
Oligoceno.....	105
Yacimientos Fosforíticos.....	105
Mioceno.....	108
Plioceno.....	110
Yacimientos estratiformes en rocas sedimentarias....	110
Reciente.....	114
1.- Depósitos fosforíticos.....	114
2.- Depósitos evaporíticos.....	114
3.- Arenas negras.....	115

4.- Geotermia.....	115
CONCLUSIONES.....	116
BIBLIOGRAFIA CITADA.....	118

ANEXOS

- I. Tablas Geocronológicas para rocas intrusivas de la Península de Baja California.....
- II. Índice alfabético de localidades mineras en la Península de Baja California.....
- III. Tablas con características metalogenéticas - para los yacimientos de Baja California.....
- IV. Tablas de Nomenclatura Metalogenética.....

CARTA METALOGENETICA DE LA PENINSULA DE LA BAJA CALIFORNIA

(Mapa incluido fuera del texto).

RESUMEN

El objetivo de este trabajo es el de hacer un reconocimiento sobre la evolución, en espacio y tiempo, de la metalogénesis en la península de la Baja California. Para tal fin fue necesario el análisis detallado sobre la información de más de 250 denuncias de manifestaciones minerales existentes dentro del territorio peninsular.

Según su distribución espacio-temporal y por contenido mineralógico, los yacimientos de Baja California fueron agrupados en 6 franjas y 5 regiones metalogénicas. El criterio para diferenciar entre ambas (franja y región), radica en que en algunos casos los yacimientos con características comunes están distribuidos en grandes áreas, las cuales son llamadas franjas. Cuando los yacimientos con características afines se distribuyen en áreas pequeñas y carecen de cierta continuidad, constituyen una región.

Las épocas metalogénicas son las siguientes: Triásico Superior-Cretácico Inferior.-Epoca en que comienza el desarrollo de un arco volcánico en el margen occidental del Cratón Norteamericano, dentro de un marco tectónico de convergencia de placas (subducción). Los resultados metalogénicos de este período son la presencia de: 1) Cuerpos lentiformes de cromita dentro de las "escamas" ofiolíticas atrapadas durante el proceso de subducción. 2) Yacimientos cupríferos encajados en rocas volcánicas y plutónicas.

Los complejos ofiolíticos están diseminados en la parte noroccidental del Estado de Baja California Sur (área de Vizcaíno) y en la parte suroccidental del Estado de Baja California Norte (Isla Cedros), formando una región cromífera. Sin embargo, el tamaño de cada uno de los complejos ofiolíticos presentes en la región es pequeño, lo cual reduce las probabilidades de existencia de un yacimiento

cromífero de medianas o grandes dimensiones. Las varias intrusiones que afectaron a los complejos ofiolíticos provocaron la removilización del magnesio contenido en ellos, dando así lugar al emplazamiento de gran cantidad de vetas magnésíferas dentro y en rocas aledañas a los complejos ofiolíticos. Estas vetas son de pequeño tonelaje y pueden considerarse dentro de la misma región de los yacimientos cromíferos.

Las rocas volcánicas y plutónicas a las que están asociados los yacimientos cupríferos de la parte noroccidental del Estado de Baja California Sur, tienen una edad que varía desde el Jurásico Medio (o Triásico ?) hasta el Cretácico Inferior y se supone corresponden a un arco volcánico insular. Sobre los yacimientos, que exhiben la asociación calcopirita-quarzo con oro nativo, existen muy pocos estudios en la actualidad siendo probable que pertenezcan a grandes sistemas hidrotermales asociados a las intrusiones.

La segunda época metalogénica ocurrió en el intervalo Aptiano -Cenomaniano, período durante el cual tuvieron su emplazamiento: 1) Depósitos ferríferos de tipo pirometasomático, con cobre y oro asociados. 2) Vetasy pórfidos cupríferos. Ambos grupos de yacimientos están encajonados en rocas volcánicas, plutónicas y sedimentarias de la Formación Alisitos, las cuales, en opinión de quienes las han estudiado, corresponden a secuencias de tipo arco insular y secuencias post-arco. Los depósitos de fierro forman una franja que corre paralelamente al litoral pacífico del Estado de Baja California Norte. De estos depósitos solamente dos (Santa Ursula y El Manzano), alcanzan un mediano tamaño; para los restantes las evaluaciones actuales indican poca o nula importancia económica.

Los depósitos vetiformes de cobre constituyen una larga franja dispuesta en forma paralela a la línea de costa pacífica, por la parte occidental del Estado de Baja California Norte. Estos depósitos generalmente son de pequeño tamaño. En cam-

bio, el yacimiento de El Arco tiene una gran importancia económica, siendo el único pórfido cuprífero reconocido en la península.

Durante el Cretácico Superior el régimen tectónico predominante en el área de estudio fue de un arco magmático continental. Fenómenos metalogenéticos de esta época se produjeron cuando la actividad magmática intrusiva afectó a rocas clásticas (predominantemente de textura pelítica) con alto contenido de CaCO_3 . Los depósitos generados fueron: 1) "Skarns" de tungsteno, con mena de sheelita y sulfuros de Cu. 2) Vetas de cuarzo aurífero. Los "skarns" de W forman una pequeña franja localizada en la parte norte de la península y parte sur del Estado de California, E.U. Algunos de estos depósitos alcanzan un tamaño mediano y los restantes son pequeños. Las vetas de cuarzo aurífero se presentan por la parte central de el Estado de Baja California Norte y tienen una pobre calidad y bajo tonelaje, su origen no es conocido con exactitud, pues hay gran carencia de estudios sobre ellos.

En el Oligoceno y parte inferior del Mioceno, los fenómenos magmáticos estuvieron ausentes del territorio peninsular y las acumulaciones minerales fueron correspondientes a depósitos de fósforo sedimentario esparcidos en cuatro áreas de la parte sur del territorio peninsular.

Por la parte oriental del Estado de Baja California Sur y formando una larga franja, están distribuidos depósitos minerales de manganeso relleno de fisuras de rocas volcánicas miocénicas. El origen de tales depósitos no se conoce actualmente, pero por relaciones de campo se infiere una probable edad del Mioceno Superior. Todos ellos exhiben un bajo tonelaje.

El Plioceno es una época metalogenética muy importante, pues en ella se producen grandes acumulaciones estratiformes de cobre (El Boleo), manganeso (Lucifer) y yeso (San Marcos) encajonadas en rocas sedimentarias y volcanosedimentarias. Es

tos depósitos constituyen una pequeña región metalogenética en la porción nororiental del Estado de Baja California Sur y su formación estuvo ligada al proceso de apertura del Golfo de California.

Durante el reciente los procesos generadores de yacimientos minerales están presentes dentro del territorio de Baja California . Tal es el caso de las acumulaciones de fosforita (contínuas desde el Oligoceno hasta el Reciente) a lo largo de la costa occidental de la península. Arenas negras de playa (con Fe, Ti, Zr) están acumulándose en algunas partes de la misma costa. Además, los procesos geotérmicos que se manifiestan a lo largo del territorio peninsular, pueden constituir sistemas hidrotermales actuales que son propicios para estudiar los fenómenos que dan lugar a depósitos minerales en neoformación.

Del análisis realizado se concluye que la distribución de los depósitos minerales en Baja California está controlado en gran medida por las rocas preexistentes. Además, las concentraciones minerales principales fueron generadas por fenómenos magmáticos asociados a eventos tectónicos mayores.

I. INTRODUCCION

En esta época de moderna tecnología y amplio desarrollo industrial, se requiere de materiales básicos que satisfagan las crecientes necesidades de una población mundial que demanda mejoramientos en su nivel de vida. Además, la disponibilidad de elementos metálicos, industriales y preciosos que posea una Nación, determinará en gran medida su desarrollo socio-económico.

Lo anterior adquiere particular importancia si se considera que la gran mayoría de los afloramientos de los depósitos minerales o sus zonas de oxidación, que pueden proveer los materiales indispensables, ya han sido localizados y, en su mayor parte, ya fueron explotados. Asimismo, resultan inquietantes las predicciones hechas en las últimas décadas por algunos organismos especializados (v.gr. Club de Roma, 1972) en las que se cuestiona la suficiencia de los recursos minerales de nuestro planeta para el año 2,000.

Ante tales perspectivas, surge la necesidad de desarrollo de nuevas tecnologías y nuevos razonamientos científicos que permitan afrontar el problema de la adecuada provisión de elementos vitales de la era moderna. El desarrollo de nuevas técnicas deberá hacerse vislumbrando la posibilidad de aprovechamientos de concentraciones minerales sin rendimiento económico actual. Así también, los modernos avances científicos se deben enfocar a la exploración y búsqueda de nuevos depósitos minerales. Sobre esto debe mencionarse que un considerable conocimiento se ha acumulado durante los últimos años respecto a los controles geológicos, principalmente a los procesos magnéticos y tectónicos que determinan la concentración geográfica y geológica de los diversos tipos de yacimientos minerales dentro de las diferentes zonas de nuestro planeta.

En dichas zonas, la distribución de los distintos metales obedece a condiciones geológicas que favorecen la existencia de minerales comunes, formados bajo un ordenamiento común, en tiempo y espacio, de procesos geológicos. Esto da como resultado la identidad de grandes áreas de la corteza terrestre con características semejantes en cuanto a la existencia de conjuntos de metales y especies mineralógicas comunes.

Sobre tales áreas metalogénicas (llámese provincias, franjas o regiones), - puede enfocarse la investigación geológica con fines de exploración, centrando la atención en el estudio crítico de los factores responsables de la concentración - de minerales económicos, de cuyo análisis, se podrá predecir la existencia de - otros yacimientos.

Para lograr lo anterior, será indispensable estudiar las condiciones físico-químicas y geológicas de los yacimientos ya conocidos y determinar así sus condiciones de formación para, de esa manera, definir el tipo de elemento susceptible de encontrarse (metalotectón primordial); también se debe realizar el mapeo de - los ambientes metalogénicos y fenómenos que intervinieron para que adquirieran sus características actuales y, por último, determinar los lugares donde existan condiciones similares.

El presente trabajo es un estudio sobre la metalogénesis de una de las áreas menos exploradas de la República Mexicana y sobre la cual deberán presentarse mayores investigaciones futuras ya que se constituye como potencialmente rica en - cuanto a recursos minerales se refiere.

OBJETIVO

Con base en la interpretación de la información geológico-minera disponible en la actualidad, los objetivos de este trabajo son:

Estudiar la distribución en espacio y tiempo de los principales elementos de importancia económica y los yacimientos minerales que los contienen, localizados en la península de la Baja California Sur.

METODO DE TRABAJO

Para cumplir los objetivos antes mencionados, el método de trabajo en este análisis metalogénico incluyó las siguientes etapas:

- 1.- Recopilación bibliográfica de la información geológico-minera del área, contemplando los factores metalogénicos más importantes de un yacimiento como son: localización geográfica, elemento metálico, roca encajonante, estructuras, ambiente ígneo asociado, tipo y tamaño del yacimiento, ambiente metalogénico y época de mineralización.
- 2.- Estudio exhaustivo de algunos yacimientos considerados como representativos de alguna franja o región metalogénica, basándose en la información de campo y laboratorio disponible en la actualidad.
- 3.- Sistematización de la información mediante el empleo de un código de nomenclatura metalogénico. Para tal efecto se modificaron el código y la simbología propuestos por el Proyecto Circum-Pacífico (U.S. Geological Survey, 1980) (véase Anexo 4) para el cuadrante Noreste, con base a las condiciones geológicas de México y en especial a las de la zona estudiada.
- 4.- Elaboración de un plano geológico base a escala 1:500,000 compilado de diversos autores y sobre el cual se vació toda la información metalogénica.
- 5.- Interpretación, definición de franjas y regiones metalogénicas y determinación de la evolución tectónica de las mismas.

6.- Elaboración del presente informe

TRABAJOS PREVIOS

Los trabajos de metalogénesis regional en México son muy escasos y sólo han sido publicados esporádicamente durante los últimos veinticinco años.

Los primeros antecedentes en este aspecto fueron sentados por Burham (1959), quien observó que las provincias metalogénicas del suroeste de los Estados Unidos y las del norte de México formaban franjas de gran extensión, con orientación y características tectónicas muy similares; sin embargo, su trabajo no fué conocido en México.

Las investigaciones metalogénicas en México fueron iniciadas hasta principios de la década de los años setenta cuando el Consejo de Recursos Naturales no Renovables elaboró cartas estatales de localización de yacimientos minerales. Para 1975, el entonces director de la misma dependencia, el Ingeniero Guillermo P. Salas, publicó la primera carta Metalogénica de México a escala 1:2,000.000, siguiendo los lineamientos establecidos por el Subcomité de Norteamérica para la elaboración de la Carta Metalogénica del Mundo. En tal publicación, el Ing. Salas llega a la conclusión de que las provincias metalogénicas de México están en función de las provincias fisiográficas y geológicas ya conocidas.

En el año de 1979, (publicado en 1980), K.F. Clark, P.E. Damon, M. Shafiqullah y S.R. Schutter, realizaron un trabajo auspiciado por el Consejo de Recursos Minerales con el que muestran un modelo metalogénico para el norte de México; en él, atribuyen las tendencias de mineralización a la migración de un foco magmático durante el Cretácico y Terciario Superior. Además, sugirieron que las asociaciones por elementos metálicos y por tipos de yacimientos se relacionan con las fases mag

máticas que constituyen franjas paralelas a la zona de subducción.

Campa y Coney (1983), superpusieron su mapa de terrenos Tectono-estratigráficos sobre la carta metalogenética de Salas (1975) y determinaron que existe un control del basamento sobre la distribución de los yacimientos metálicos, planteando además la necesidad de realizar mayores estudios y nuevos procedimientos para establecer la metalogénesis en México.

Por otra parte, son conocidos también algunos trabajos sobre metalogénesis más local, abarcando sólo uno de los estados de la República Mexicana; entre estos pueden señalarse a Guerrero (Campa y Ramírez, 1979); Sonora (Echavárri, 1976) y Durango (Carrasco, 1980).

Para la península de la Baja California, el único precedente fué realizado por Gastil y sus colaboradores (1975), quienes en su reconocimiento Geológico de Baja California Norte, determinaron la existencia de cinco provincias minerales, señalando además el notorio control litológico para tres de tales provincias.

Por último, Nuñez Miranda y Torres Rodríguez (1984), estudiaron la metalogénesis de la porción suroccidental de la República Mexicana. Para tal región, definieron por elemento metálico nueve franjas sub-paralelas a la línea de costa Pacífica; estableciendo además, 4 épocas metalogenéticas fundamentales.

Ese trabajo fue el primero de un proyecto del Departamento de Yacimientos Minerales de la Facultad de Ingeniería de la U.N.A.M. en el que se pretende hacer el estudio sobre la metalogénesis de la República Mexicana y el cual tiene su continuación con Sinaloa (Gutiérrez M., 1986, en preparación) y con el presente trabajo sobre la península de la Baja California.

II. GEOGRAFIA

LOCALIZACION Y EXTENSION DEL AREA

La península de Baja California es una estrecha y alargada franja de tierra emergida que se localiza al noroeste de la República Mexicana y queda comprendida entre las coordenadas geográficas siguientes: de los 22°50' a los 32°40' de latitud norte y de los 109°24' a los 117°07' de longitud al oeste del meridiano de Greenwich. (fig.n.2.1)

Presentando una orientación noroeste-sureste, la península tiene aproximadamente 1250 kilómetros de longitud, su anchura en su extremo norte es de unos 240 km; en su parte media, a la altura del paralelo 28 el ancho es de 80 km y en la parte sur, en el istmo de la Paz es de sólo 45 km. El área que cubre es de aproximadamente 145,000 km², o sea, cerca de 7.0% del total del territorio nacional.

Políticamente, la península está dividida en 2 estados, el de Baja California Norte y el de Baja California Sur. El primero se extiende hacia el norte del paralelo 28, que es la línea divisoria entre ambos estados y tiene una longitud de aproximadamente 550 km, sus principales ciudades son: Mexicali, la capital, Tijuana y Ensenada. El estado de Baja California Sur ocupa la restante longitud del total y su ciudad mas grande es La Paz, capital del estado.

VIAS DE COMUNICACION Y ACCESO.

Por sus características geográficas, que la sitúan casi completamente separada del resto del país por el llamado Golfo de California, el acceso a la mayor parte de la península de Baja California es por barco o por avión. El acceso por vía aérea se puede hacer desde la ciudad de México de donde parten vuelos diariamente a las ciudades de Mexicali, Tijuana y La Paz, las cuales cuentan con aeropuertos internacionales. La ciudad de Ensenada posee un aeropuerto local y las ciudades y poblados pequeños de la península tienen en su mayoría aeropistas para avionetas.

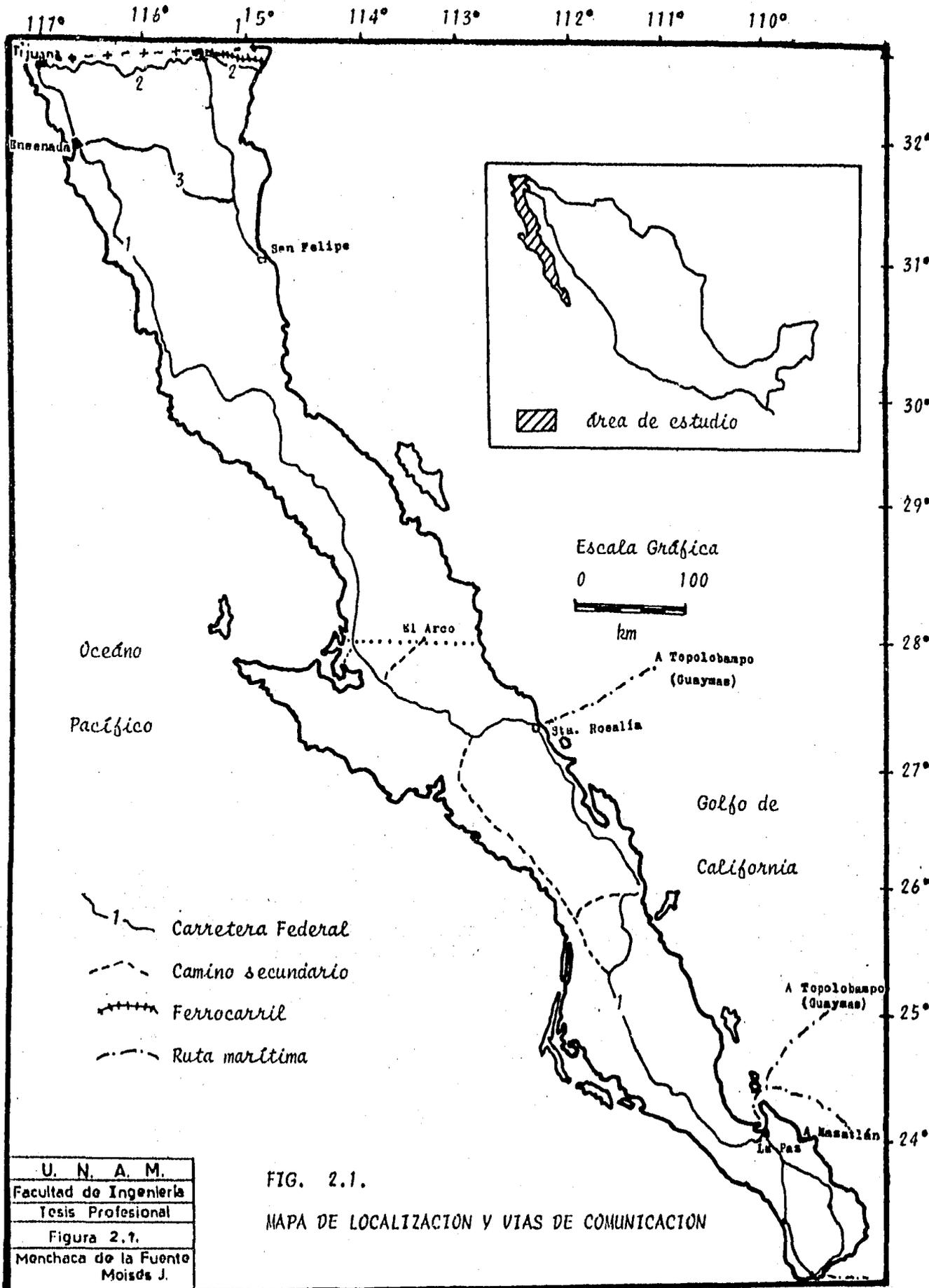


FIG. 2.1.

MAPA DE LOCALIZACION Y VIAS DE COMUNICACION

U. N. A. M.
Facultad de Ingeniería
Tesis Profesional
Figura 2.1.
Menchaca de la Fuente Moisés J.

Pequeñas compañías privadas realizan vuelos de pasajeros y de carga a varias localidades, entre ellas las de las islas habitadas.

El servicio de transbordadores de la Secretaría de Comunicaciones y Transportes cubre rutas marítimas para pasajeros y carga entre la península y puertos del otro lado del Golfo de California, las rutas son:

<u>R U T A S</u>	<u>SALIDAS</u>
Mazatlán-La Paz	Diarias
Puerto Vallarta-Cabo San Lucas	2 veces por semana
Guaymas-Santa Rosalía	3 veces por semana
Topolobampo-La Paz	3 veces por semana

En lo referente al acceso por vías terrestres, éste se hace sólo por el norte de la península, por medio de la carretera Federal No. 2, que comunica al estado de Sonora con las ciudades de Mexicali y Tijuana. Una vía férrea une a la ciudad de Mexicali con la ciudad de Hermosillo.

Dentro de la península se tiene a la carretera Federal transpeninsular No. 1 la que, como su nombre lo indica, atraviesa totalmente al territorio, desde Tijuana hasta Cabo San Lucas; sin embargo, la existencia de vías secundarias o ramales hacia esta carretera es insuficiente o consiste solamente de brechas y caminos sin pavimentar.

FISIOGRAFIA

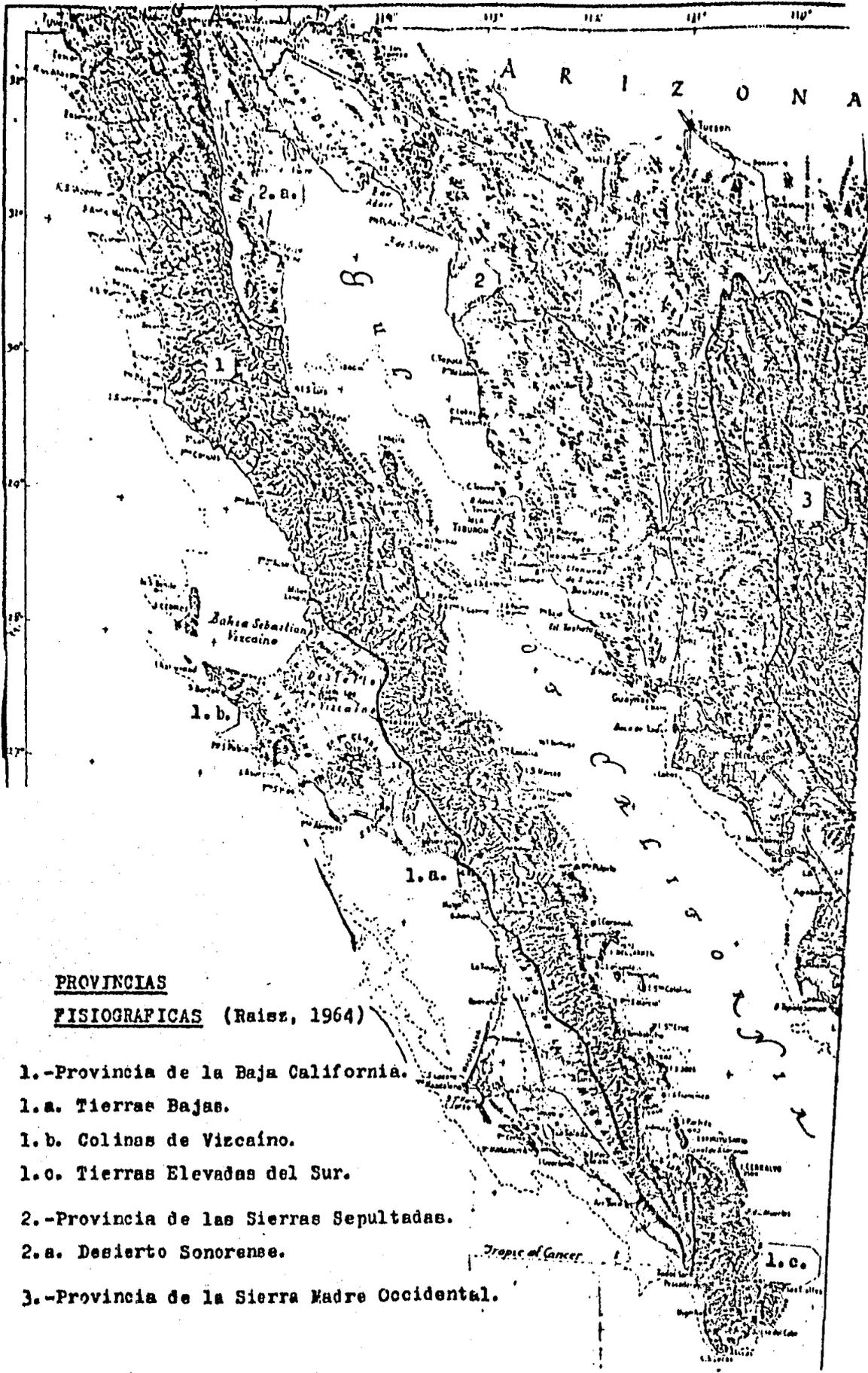
De acuerdo con la clasificación de Erwin Raiz (1964), el área objeto del presente estudio queda comprendida en las provincias fisiográficas de la Baja California y Sierras Sepultadas; de esta última, en la subprovincia del Desierto Sonorense. (véase fig.n.2.2.).

La provincia de la Baja California consiste de un gran bloque afallado de mas de 1,200 kilómetros de longitud y una anchura variable entre 50 y 100 km. Un eje montañoso de orientación noroeste-sureste, sensiblemente paralelo a las líneas de costa, se extiende por casi todo lo largo de la provincia, presentando en forma invariable una pendiente suave hacia el occidente y un frente oriental abrupto.

La parte norte del eje montañoso lo constituye la Sierra de Juárez; hacia el sur, esta se convierte en la llamada Sierra de San Pedro Mártir, siendo allí donde alcanza su mayor altitud (hasta 3,000.00 metros sobre el nivel del mar). En ambas sierras las rocas presentes son de tipo ígneo intrusivo y edad cretácica, las cuales afectan a rocas volcánicas, sedimentarias y metamórficas con edades que varían desde el Triásico hasta el Cretácico Inferior. El conjunto de tales rocas se encuentra disectado por angostos valles de origen tectónico que han sido modelados por la erosión. En la vertiente del Pacífico están presentes algunas mesas y conos volcánicos recientes, edificados sobre la suave topografía de esa porción. En el flanco oriental, las montañas pasan bruscamente a las planicies fluviales y marítimas de la subprovincia del desierto de Sonora y también forman los elevados litorales del Golfo de California.

La parte sur del cordón montañoso la constituye la Sierra de la Giganta, la cual está formada por rocas volcánicas y volcanoclásticas de edad terciarias; el flanco occidental, de pendientes suaves, está caracterizado por grandes mesas y cerros aislados de forma cónica. Este flanco es disectado por algunas corrientes fluviales que han labrado profundos cañones. Por el contrario, el flanco oriental se presenta en forma escalonada y con pendientes bruscas, debidas a patrones de afallamiento y fracturamiento en las rocas volcánicas terciarias.

La porción suroccidental de la península de la Baja California está comprendida dentro de la subprovincia de las Tierras Bajas; las características de esta subprovincia son: presencia de algunas mesas con alturas de entre 100 y 250 m; terra--



**PROVINCIAS
FISIOGRAFICAS (Raisz, 1964)**

- 1.-Provincia de la Baja California.
 - 1.a. Tierras Bajas.
 - 1.b. Colinas de Vizcaíno.
 - 1.c. Tierras Elevadas del Sur.
- 2.-Provincia de las Sierras Sepultadas.
 - 2.a. Desierto Sonorense.
- 3.-Provincia de la Sierra Madre Occidental.

FIG. 2.2. DISTRIBUCION DE PROVINCIAS FISIOGRAFICAS.

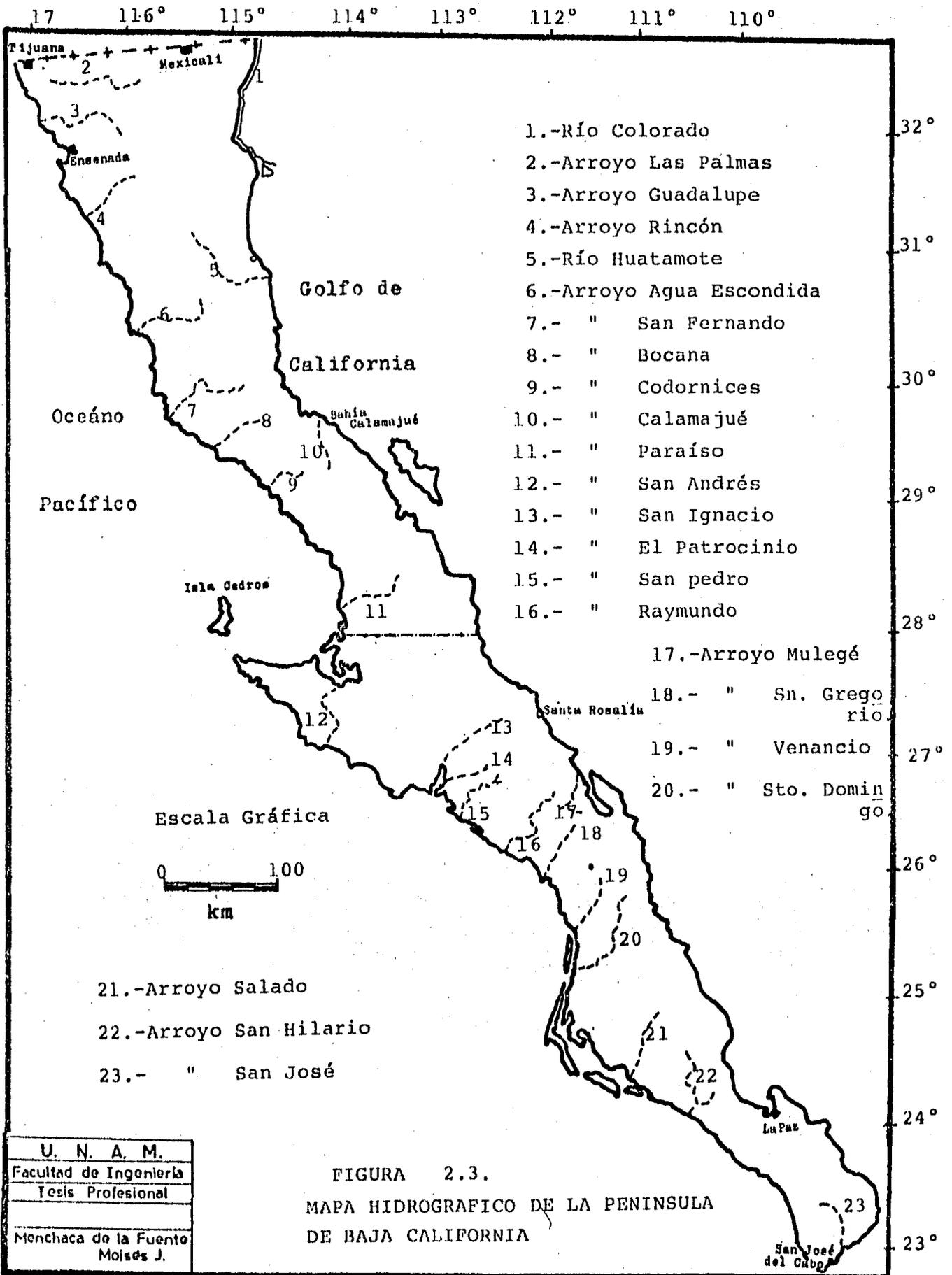
zas, barras y dunas con sedimentos tanto marinos como continentales y un borde litoral suave formado por amplias playas. La extensa red de barras costeras sugiere una emergencia gradual de la costa occidental.

Al sur de la ciudad de La Paz, en la porción más meridional de la península, se tiene la presencia nuevamente de rocas intrusivas cretácicas que presentan un complejo patrón de afallamiento. La actitud Norte-Sur franca de los elevados sistemas montañosos de esta región rompe con la orientación noroeste-suroeste seguida en el resto de la provincia de la Baja California. La morfología en esta región sur es clara, con dos bloques elevados (horst), que son las Sierras de la Victoria y de la Trinidad, y un bloque hundido (graben), denominado Valle de Santiago.

La porción Nororiental de la península de Baja California pertenece a la provincia de las Sierras Sepultadas, en la subprovincia fisiográfica del Desierto de Sonora y los rasgos que la caracterizan son: amplias planicies aluviales interrumpidas por cadenas de montañas complejas (Sierras de Cucapas, La Tinaja y La Sierra Pinta), formadas por rocas de composición ígneo-metamórfica y que presentan una orientación Noroeste-Sureste, al igual que el eje montañoso principal. Además, se encuentran grandes lagunas marginales e islas en la zona de costa. Por último, en la desembocadura del Río Colorado existe una gran planicie constituida por sedimentos fluviales y marinos cubiertos parcialmente por arenas eólicas.

HIDROGRAFIA

La mayoría de los ríos que drenan el área de la península de la Baja California tienen un régimen intermitente y según su disposición geográfica pueden dividirse fundamentalmente en dos grupos: los que se encuentran en la porción oriental y descargan sus aguas en el Golfo de California y las que se encuentran en la porción occidental, vertiendo su carga al Océano Pacífico (Fig.n.2.3).



Dentro del primer grupo se incluye al Río Colorado, el más grande y único con régimen permanente en la península. El cauce de este río es actualmente controlado por canales revestidos, pero su carga original ha disminuido debido al sistema de presas que lo controlan en Estados Unidos. La parte norte de la vertiente del Golfo presenta amplias planicies aluviales y llanuras de inundación. En la región montañosa existen corrientes intermitentes de poca extensión con drenajes que varían de desintegrados a medianamente integrados y que generalmente se pierden antes de llegar al Golfo de California. Entre las corrientes de mayor extensión se cuentan solamente al Río Huatamote y al arroyo Calamajué.

En el sur de la porción oriental persisten las montañas con fuertes pendientes en descenso hacia el Golfo de California, provocando la continuación de arroyos divagantes y con drenajes poco integrados. El arroyo Mulegé es el único que destaca en esa zona.

La Vertiente del Pacífico presenta corrientes intermitentes que se van integrando a medida que se acercan a los valles labrados por las mismas. Las corrientes que resaltan en esta porción occidental son, en el norte: Las Palmas, Guadalupe, Santo Domingo, Agua Escondida, El Rosario, La Bocana, San Fernando y Codornicas; todas con régimen intermitente.

La parte sur de la vertiente del Pacífico posee gran cantidad de arroyos intermitentes que cortan profundos cañones, entre estos destacan: San Ignacio, El Patrocinio, San Pedro, San Raymundo, San Gregorio, La Purísima, Santo Domingo, Venancio y San Hilario.

III.- GEOLOGIA REGIONAL

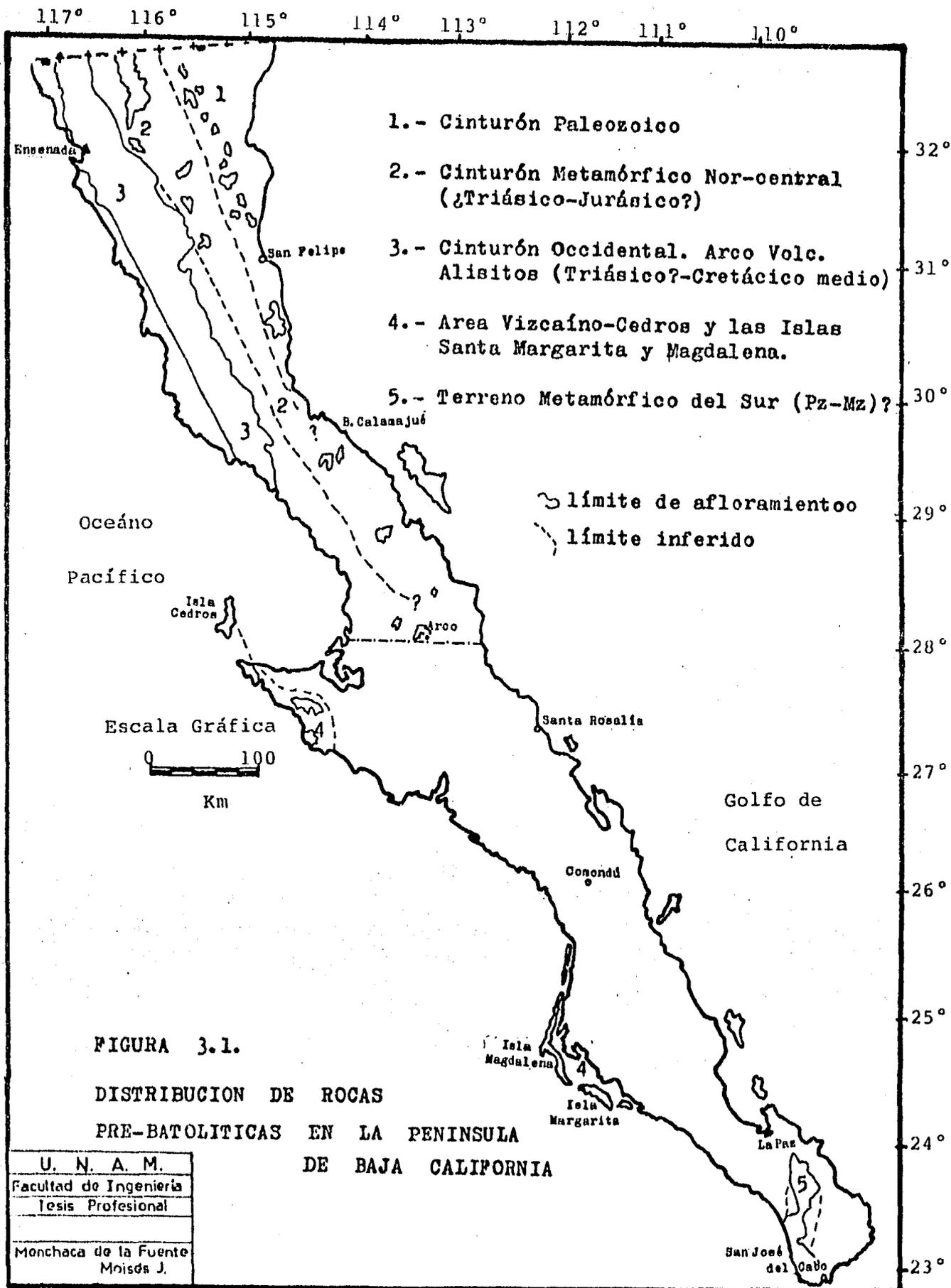
En la península de la Baja California el registro geológico se remonta desde finales de la Era Paleozoica hasta la época presente. Afloramientos de rocas antiguas al Paleozoico tardío están presentes fuera del área peninsular, hacia el Este de ella, en los estados de Sonora en México y de California y Arizona en los Estados Unidos. Esas rocas antiguas comprenden afloramientos de un cratón metamórfico precámbrico, que forma la mayor parte de norteamérica y su cubierta local de rocas no metamórficas del precámbrico tardío y del Paleozoico.

Al oeste del cratón, las rocas más antiguas consisten en secuencias sedimentarias y volcánicas afectadas tanto por metamorfismo regional como por los grandes cuerpos batolíticos que en gran escala fueron emplazados durante los tiempos finales de la Era Mesozoica. Las rocas pre-batolíticas presentan una disposición en franjas o cinturones con características propias bien definidas, y se encuentran bordeando lateralmente el margen occidental del cratón de Norteamérica.

La gran complejidad estructural imprimida por los cuerpos intrusivos y el metamorfismo, además de la total ausencia de fósiles en dos de las franjas pre-batolíticas, dificulta en gran medida el reconocimiento del orden estratigráfico para las rocas más antiguas de la península, siendo solo a partir del Cretácico superior hasta el presente en que secuencia estratigráfica puede ser seguida con cierta claridad.

ROCAS PRE-BATOLITICAS

Siguiendo los lineamientos establecidos por Gastil y colaboradores (1975), se definen cinco cinturones de rocas pre-batolíticas dentro de la península de la Baja California. Tres de estos cinturones forman la mayoría de los terrenos de la mitad norte de la península en tanto que los dos restantes se ubican en el margen occidental y extremo sur de la península (véase fig.3.1).



1.- Cinturón Paleozoico Nor-oriental.

En la porción nor-oriental de la península de Baja California se localizan rocas cuya edad paleozóica ha sido confirmada recientemente (McEldowney, 1970; Gastil et al., 1981). Se trata de antiguas secuencias sedimentarias ricas en carbonatos que han sufrido metamorfismo regional de bajo grado, dispuestas en afloramientos discontinuos a lo largo de la parte oriental del estado de Baja California Norte, desde la línea divisoria internacional hasta un poco al sur de la Bahía de Calamajué (aproximadamente $29^{\circ} 40'$ de latitud norte).

Los afloramientos mas septentrionales de este cinturón están ubicados al oeste de la ciudad de Mexicali y consisten de gneises cuarzo-feldespáticos con abundantes intercalaciones de mármol; hacia el sur, en la Sierra Cucapas están presentes además filitas y esquistos. En el área norte de la Sierra Pinta, McEldowney (1970) reporta la existencia de pizarras, filitas, calizas y esquistos micáceos en una secuencia cubierta discordantemente por rocas volcánicas cenozoicas. Gastil, et al (1975), describe la sección en el poblado de San Felipe, compuesta por capas alternadas de mármol y metarenisca con cantidades menores de metapelitas y pedernal. Un complejo metamórfico formado por gneises, esquistos, mármol y cuarcita aflora en el sur de la Sierra Santa Isabel y pequeños afloramientos de rocas calcáreas metamorfizadas y con intercalaciones de cuarcitas se presentan diseminados muy cerca de la costa del Golfo de California, estando el mayor de ellos a la altura de la Bahía Calamajué.

Las rocas que componen este cinturón de afloramientos fueron derivadas del metamorfismo regional de bajo grado (facies esquistos verdes), de una antigua secuencia sedimentaria que originalmente estuvo compuesta por calizas, lutitas, areniscas, conglomerados, rocas volcánicas y pedernal intercalados. Las características litológicas particulares de esta secuencia son la relativa abundancia de rocas carbonatadas (Gastil, et. al., 1975), así como una cantidad considerable de

componentes calcáreos en las rocas clásticas (McEldowney, 1970). Muchas lutitas tienen en gran parte un origen tobáceo y los conglomerados presentan clastos de rivados de rocas volcánicas.

El reporte del hallazgo fosilífero de McEldowney (1970) en las calizas de la secuencia metamórfica de la Sierra Pinta constituyó la primera evidencia que sus tenta una edad Paleozoica, por lo menos para esa localidad, aunque desde mucho tiempo atrás varios autores (e.g. Wisser, 1954) habían inferido la edad por corre lacion litológica en rocas existentes en varias localidades de la Alta California, (Coyote y Santa Rosa Mountains, San Jacinto, etc.). Los fósiles hallados en la Sierra Pinta consisten en crinoides, corales y bivalvos que en su trabajo, McEldowney determina como "probablemente carboníferos"; posteriores análisis de esos mismos fósiles por R. Langenheim (en Castil, et al, 1981) los confirman co mo "definitivamente del Paleozoico superior".

Las rocas de estas localidades se hallan afectadas por un gran número de cuer pos intrusivos, los cuales han dado origen a algunas mineralizaciones de oro y una de tungsteno en el sur de la Sierra Cucapas. También, estas rocas paleozoicas encajonan a mineralizaciones Cenozoicas de oro y plata en la Sierra Pinta y de barita en la Sierra Santa Isabel.

2.- Cinturón metamórfico Nor-central (¿Triásico-Jurásico?).

A lo largo de la porción central del estado de Baja California Norte y ligados a los grandes cuerpos batolíticos de las Sierras de Juárez y de San Pedro Mar tir, se encuentran afloramientos de rocas metamórficas que difieren en caracterís ticas de las rocas paleozoicas del cinturón antes descrito.

Las rocas de este cinturón central corresponden también a las de una secun-

cia sedimentaria metamorfizada y presentan algunos problemas en la definición de su edad y significado geológico. Sus numerosos y dispersos afloramientos han sido descritos por diversos autores: Lindgren (1889) (en Gastil et. al 1975), reporta en Real del Castillo una "serie pizarrosa" compuesta de pizarras carbonosas, cuarcitas y pizarras de clorita. En su informe, Lozano (1975), describe esquistos de biotita y silimanita y esquistos de cuarzo, feldespatos y micas en las Sierras de San Pedro Mártir mientras que en la parte occidental de la Sierra de Juárez reporta la existencia de rocas metamórficas de facies de granulita, indicando así que estas rocas sufrieron un metamorfismo regional cuyo grado varió de intermedio a alto. Este mismo autor indica: "gran parte de las rocas son de origen sedimentario, constituidas por material arcillo-arenoso, ocasionalmente calcáreo, depositado durante el Mesozoico inferior a medio y posiblemente proveniente de la parte alta transicional Paleozoico-Mesozoico". Por su parte, Gastil et al., (1975), menciona que cientos de metros de arenisca argilácea y lutita con metamorfismo regional afloran en las áreas norte y este del llamado Valle de Guadalupe, ubicado al norte de Real del Castillo. Estos mismos autores hacen correlación de las rocas de esta franja con otras existentes en algunas localidades de la Alta California, tales como las de la Formación Bedford Canyon de las Montañas Santa Ana, de posible edad Triásico-Jurásico y las del este del condado de San Diego, consistentes de areniscas y lutitas metamorfizadas conocidas con el nombre de Esquistos Julian (Julian Schist). Gastil y colaboradores señalan que los esquistos, cuarcita y rocas carbonatadas del occidente de la Sierra de Juárez son muy similares a los Esquistos Julian. También mencionan posteriormente: "una secuencia de cuarcita y filita en el sur de la Sierra de San Pedro Mártir es semejante al Esquisto Julian, del Condado de San Diego. La carretera al este de Rancho Nuevo atraviesa tal sección. Otras exposiciones son la pizarra de la Sierra de la Asamblea, la cuarcita del área de la Laguna Chapala y la pizarra y cuarcita

expuestas a lo largo de la carretera ente el Rancho Todos Santos y el Rancho San José. Rocas similares son observables en el norte y sur de San Borja y discontinuamente expuestas hacia el sureste, rumbo a Punta San Francisquito".

La edad del Esquisto Julian se considera Triásica según lo apoya el hallazgo de un solo fósil de amonita en tales rocas. Para el caso de los afloramientos mexicanos se presenta el problema de la ausencia y no preservación de fósiles, además, la intensidad de los emplazamientos plutónicos provoca que se tengan sólo remanentes de estas rocas, presentandose tales en forma de enclaves o septas (roof pendants), en las rocas batolíticas.

En resúmen, las rocas de esta franja fueron originalmente lutitas, areniscas y rocas carbonatadas de una antigua secuencia que sufrió metamorfismo regional de grado intermedio a alto. La ausencia de fósiles y las condiciones estructurales de las rocas de esta franja dificultan el establecimiento de su identidad estratigráfica, pero analogías con áreas al norte de la línea divisoria internacional sugieren que las rocas son de edad Triásico-Jurásico.

Gastil et. al. (1981), consideran que la secuencia sedimentaria original fue depositada en una antigua cuenca marginal. Además, la presencia de zircones de edad precámbrica en tales rocas sugiere que el suministro de los sedimentos que las formaron provino del gran cratón norteamericano, ubicado al Este de dicha cuenca.

3.- Cinturón volcánico Triásico superior (?) - Cretácico medio (Arcos Pre y Alisitos).

El occidente de la mitad norte de la península de la Baja California está caracterizado por un conjunto de rocas volcánicas, volcanoclásticas y sedimentarias interestratificadas, cuyos afloramientos constituyen un amplio Cinturón y que al igual de los dos cinturones anteriores, son la continuación de rocas existentes en la Alta California.

Dentro de este Cinturón volcánico han sido reportadas dos secuencias, una de posible edad Triásico-Jurásica y otra del Cretácico inferior, de las cuales, la segunda es la que tiene afloramientos mucho mas extendidos y es conocida como la Formación Alisitos.

La secuencia más antigua se localiza sólo en pequeños afloramientos, de los que el más conocido y estudiado es el del arroyo San José (29°15' lat N y 114°45' long.W). Descrita primeramente por Minch (1969), la secuencia en dicho arroyo está compuesta por rocas piroclásticas, brechas volcánicas cuya composición varía de andesítica a riolítica y rocas pelíticas con pedernal y rocas calcáreas intercaladas. Una variada fauna marina está presente en tales rocas. La secuencia está ligeramente metamorfizada y poco deformada, tiene aproximadamente 1,600 metros de espesor y en su parte baja es intrusionada por una diabasa, mientras que en la parte superior muestra un contacto discordante con la Formación Alisitos. En ella se hallan los fósiles Otapiria sp., que tiene un alcance que va del Triásico superior al Jurásico medio y Miophorallinae, (de probable género Lithotrigonia), cuyo alcance es del Jurásico superior al Cretácico. Por estos datos, Gastil, et al, (1975), consideran a toda la secuencia como posiblemente Jurásica, mientras que Lozano (1975) piensa que la parte inferior puede ser Triásica.

Aunque dentro del Cinturón las rocas de esta secuencia afloran sólo en pequeñas ventanas, hay reportes de rocas volcánicas de edad similar aflorando tanto al norte de la península como en la parte sur. Al norte, en la isla Santa Cruz, ubicada frente a las costas de San Diego, E.U., una diorita con edad aparente de 150 a 160 millones de años (método de K/Ar; hornblenda), corta rocas volcánicas (Jones, et al, 1976). Al sur, en la península de Vizcaíno extensos terrenos de metandesita han sido encontrados, de los cuales se hablará posteriormente. Esos datos sugieren la existencia de un arco volcánico, extendido por la porción occidental de la península durante gran parte del Jurásico o incluso desde el Triásico superior.

Por lo que respecta a la secuencia superior o Formación Alisitos, ésta se encuentra ampliamente distribuida y en general, está constituida por rocas piroclásticas, rocas volcanoclásticas, rocas lávicas y estratos de caliza intercalados. El volcanismo es de tipo calcoalcalino y la secuencia esta regionalmente metamorfizada dentro de las facies esquistos verdes.

Gastil, et al, (1975), hacen una importante diferenciación respecto a ésta Formación Alisitos, pues mencionan que al norte de la gran falla de Agua Blanca los estratos sedimentarios dentro de la Formación son muy escasos. Estos autores afirman que entre el poblado de La Misión (aproximadamente a la altura del paralelo 32) y la línea fronteriza internacional han encontrado sólo rocas lávicas y piroclásticas de composición predominantemente andesítico-dacítica, con basalto y riolita subordinados y únicamente al sureste de La Misión localizaron rocas detríticas, las cuales son de tipo volcanoclástico, con granulometría que varía de conglomerado a lutita. Dichos autores muestran también que Hawkins (1970), al estudiar a la Formación Alisitos a lo largo de la carretera Ensenada-Tecate, encontró, al igual que ellos, sólo rocas lávicas y piroclásticas.

Por el contrario, al sur de la falla de Agua Blanca son comunes las secciones con rocas volcanoclásticas y calizas intercaladas con rocas lávicas y piroclásticas, típicas de las descripciones de la Formación Alisitos. Las rocas sedimentarias en dichas secciones pueden ser de ambiente marino, tanto profundo como somero, o también de ambiente no marino. Al parecer, hacia el este de la Formación, los sedimentos híbridos muestran aumento de constituyentes no volcánicos. La composición de las rocas volcánicas es principalmente andesítica, aunque en muchas partes llega a ser riolítica y también hay basaltos. Asimismo, son comunes los mantos y diques, principalmente de composición andesítica y basáltica. Las calizas varían de capas delgadas que alternan con capas de clásticos volcánicos y restos de conchas marinas a acumulaciones de tipo arrecifal; el espesor de tales depósitos de arrecife, según Loza

no (op. cit.), varía entre 90 y 150 metros. Este último autor también menciona que en varias secciones la Formación Alisitos tiene un espesor total de más de 1820 metros y cree que pudiera alcanzar hasta 5,000 metros. Por su parte, Allison (1955) le calculó un espesor de 6,000 metros. Una gran cantidad de fauna marina colectada y clasificada por los diversos autores que han estudiado la Formación Alisitos, atestiguan una edad del Aptiano al Albiano. Toda la secuencia se halla afectada por un gran número de cuerpos plutónicos. A este respecto, Hawkins (1970) (en Gastil et. al. op. cit.), puntualiza sobre la similitud química entre las rocas volcánicas de esta Formación y la composición promedio de los batolitos del sur de California y deduce que el vulcanismo, plutonismo y metamorfismo termal fueron eventos contemporáneos y partes de un mismo ciclo de generación magmática. También es importante hacer notar lo expuesto por Silver, et al, (1963), refiriéndose a que el metamorfismo en la Formación Alisitos disminuye de este a oeste o sea, a medida que las rocas se alejan del centro del complejo plutónico, haciéndose casi nulo en la costa pacífica. Otros trabajos sobre el metamorfismo regional, como el de Gastil (1975), coinciden con tan apreciación.

La Formación Alisitos está cubierta en varias zonas por rocas de edad Cenozoica, ya sean volcánicas o sedimentarias, estas últimas pueden ser tanto marinas como continentales. En extensas zonas de la parte occidental la Formación Alisitos se encuentra cubierta discordantemente por rocas sedimentarias del Cretácico superior (Formación Rosario).

Por las características litológicas y de fauna ya mencionadas, la Formación Alisitos constituye una secuencia típica de un ambiente de arco insular, del que se puede inferir, bordeaba por el occidente al cratón norteamericano y fue formado como manifestación del hundimiento (subducción) de la paleoplaca Farallón debajo de la placa Americana (Atwater, 1970; Demant y Robin, 1975).

Hacia el suroeste del Cinturón de afloramientos de Alisitos, en el área de la península de Vizcaíno, hay rocas sedimentarias marinas depositadas contemporáneamente con la Formación Alisitos (miembro inferior de la Formación Valle) y de posible ambiente pre-arco.

Hasta la fecha no se sabe exactamente hasta donde se extiende el arco Alisitos, pues a partir del paralelo 28 aproximadamente, las rocas cretácicas son cubiertas totalmente por rocas volcánicas y sedimentarias del Cenozoico. Gastil et. al. (1981), reportan haber encontrado pequeños afloramientos de rocas volcánicas y volcanoclásticas de tipo andesítico en un área al noroeste de Loreto, B.C. sur. Una toba de esos afloramientos fue datada (K/Ar; hornblenda), con una edad aparente de 92 ± 2 m.a. (ligeramente mas joven que Alisitos). Por otro lado varias localidades del México Continental han tratado de ser correlacionadas con la Formación Alisitos. El terreno Guerrero de Campa y Coney (1983) se supone es la continuación de dicho arco.

Respecto a esto hay que señalar que Gastil et. al. (1981), afirma que las rocas volcánicas del este de Sinaloa son muy similares a las del Noroeste de Loreto, Baja California, además de que tienen una edad igual (Albiano-Cenomaniano). También, el arco Alisitos ha tratado de ser extendido hacia el sur, correlacionando sus rocas con las metamórficas de San Jose del Cabo (Campa y Coney, 1983).

4.- El Area Vizcaíno-Cedros y las islas Santa Margarita y Magdalena.

Tal como es señalado por Rangin, (1979), tanto la isla Cedros como la península de Vizcaíno están caracterizadas estructuralmente por un largo intervalo (Triásico-Cretácico Inferior), de volcanismo, plutonismo, metamorfismo y deformación que corresponde a la compleja evolución del borde continental de la Baja California. Para las islas Santa Margarita y Magdalena la evidencia de tal evolución se

reestringe al Jurásico superior y Cretácico inferior.

a) Isla Cedros.

Tres son los tipos de terrenos más antiguos dentro del área que ocupa la isla Cedros:

- 1) Terrenos metamórficos muy afines con los de la Asociación Franciscana de California y que se intercalan con las llamadas "melanges".
- 2) Remanentes de un complejo ofiolítico que se encuentra estructuralmente sobreyaciendo a los terrenos metamórficos.
- 3) Terrenos volcano-plutónicos de composición intermedia que afloran en la parte norte de la isla.

Un cuarto tipo de terreno la constituirían los depósitos terrígenos del Jurásico medio y superior que sobreyacen a las unidades antes mencionadas.

Los terrenos metamórficos están formados por esquistos glaucofánicos y la "melange", que incluye arenisca, pedernal, rocas volcánicas, caliza y serpentina. - Kilmer (1977), dió el nombre de Formación Cedros a estos terrenos metamórficos y los considero del Jurásico superior, basándose en los fósiles de radiolarios encontrados en el pedernal. Posteriores estudios de Pessagno (en Rangin, 1979), confirman una edad del Kimmeridgiano superior-Tithoniano inferior. Por otro lado, Suppe y Armstrong (1972), reportan datos radiométricos (Método K/Ar), que indican edades de metamorfismo de 94 m.a., 110 ± 2 m.a. y 109 ± 2 m.a. para los esquistos de la isla.

Las partes de un complejo ofiolítico expuestas en la isla Cedros son peridotitas y grabos altamente serpentinizados que en su parte superior tienen rocas volcánicas cloritizadas y de estructura almohadillada (Rangin, 1979). Kilmer (1977), le calculó un espesor de 150-350 metros a la unidad de peridotitas y gabbro y señala que estructuralmente sobreyace a la Formación Cedros, a lo largo de una falla de rumbo NE-SW.

Según Rangin (op. cit.), un grueso complejo de diques y sills de composición diorítico-andesítico, que hacia arriba gradúan a flujos lávicos de andesita porfídica, con tobas y brechas volcánicas intercaladas, forman el complejo volcánico-plutónico de la isla Cedros. Algunos cuerpos intrusivos cuya composición varía desde gabro hasta granodiorita cortan el complejo en la punta norte de la isla. Dataciones radiométricas hechas por Suppe y Armstrong(1972), para dos de esos cuerpos, uno de diorita y otro de granodiorita, indican edades aparentes de 148 ± 6 m.a. y 142 ± 13 m.a. respectivamente.

A la unidad de gabro y peridotita, junto con las rocas volcánicas que la sobreyacen, Kilmer (1977), les dió el nombre de Formación Choyal. Estas rocas son cubiertas por una secuencia compuesta por lutitas silíceas que hacia arriba gradúan a areniscas ricas en hornblenda, limolitas y conglomerado volcánico, a las que Kilmer (op. cit.) les da el nombre de Formación Gran Cañón. Este autor considera también que la secuencia ofiolítica está compuesta tanto por la Formación Choyal como por las lutitas que la sobreyacen (parte baja de la Formación Gran Cañón).

Por fósiles del bivalvo Bositra Buchi (Roemer), encontrados en las areniscas, se ha determinado una edad del Bajociano-Calloviano para la Formación Gran Cañón, implicando con esto una edad pre-Jurásico medio para la secuencia ofiolítica.

Kilmer, (op. cit.), agrupa al complejo volcanoplutónico dentro de la secuencia ofiolítica, considerándolo equivalente con las rocas volcánicas que sobreyacen a la unidad de gabro y peridotita. Por su parte, Rangin (op. cit.), considera del Jurásico superior a dicho complejo y a los también existentes en la península de Vizcaíno. Barnes y Berry (1979), señalan que la edad de cristalización más real para una tonalita que intrusióna al complejo volcánico-plutónico de Vizcaíno es de 154 m.a. Además, estos investigadores indican que en rocas detríticas del Jurásico superior (Formación Eugenia), contienen muchos clastos de dichos complejos, por

lo que han concluido que los complejos comenzaron a formarse por lo menos desde el Oxfordiano o incluso desde el Bajociano-Calloviáno, siendo parcialmente contemporáneos con la Formación Gran Cañón.

En lo que si se coincide es en señalar que la Formación Chayol representa un remanente de manto y corteza oceánica sobre la cual comenzó a edificarse un arco volcánico (complejo-plutónico) (Rangin 1978,1979; Kilmer 1979; Kimbrough 1979).

Las secuencias clásticas del Jurásico en la isla Cedros incluyen a la ya descrita Formación Gran Cañón, a la Formación Coloradito y a la Formación Eugenia.

La Formación Coloradito fue nombrada así por Kilmer (1977), quien la describe como compuesta por una brecha sedimentaria con intercalaciones de lutita, arenisca, conglomerado y toba. La brecha posee algunos fragmentos de caliza que, como dato interesante, presentan fósiles paleozoicos. La toba fue datada con una edad de 159 ± 6 m.a. (K/Ar;hb), que corresponde al Kimmeridgiano, por lo que se considera parcialmente contemporánea con la Formación Cedros.

La Formación Coloradito descansa deposicionalmente sobre la Formación Gran Cañón y es a su vez cubierta en aparente concordancia por la Formación Eugenia, cuya edad es del Jurásico superior-Cretácico inferior. La litología de esta Formación incluye arenisca, conglomerado y algunas rocas volcánicas, presentando sus afloramientos más extensos en la península de Vizcaíno.

b) Península de Vizcaíno.

Los rasgos geológicos de la península de Vizcaíno son muy parecidos a los de la isla Cedros, por lo que en forma similar, pueden hacerse una división de las rocas más antiguas de la zona en:

- 1) Rocas volcánicas y sedimentarias Triásicas.
- 2) Terrenos ofiolíticos y vulcano-plutónicos.
- 3) Terrenos metamórficos.

4) Rocas clásticas y volcánicas Jurásicas.

1) Rocas volcánicas y sedimentarias Triásicas.

En el área de las llamadas Punta Prieta y Punta San Hipólito, ubicadas ambas al sureste de la Península de Vizcaíno, se presenta en afloramiento una secuencia de rocas sedimentarias y volcánicas parcialmente metamorfizadas a las que Mina (1957), denominó Formación San Hipólito y les asignó una edad del Jurásico superior al correlacionarlas por similitud litológica con rocas de la asociación Franciscana de la Alta California. Estudios posteriores han dado como resultado el hallazgo de fósiles del Triásico superior. Jones et. al (1976) reportan la existencia de los pelcípodos Monotis cf. y Halobia sp. en la parte baja de la secuencia, mientras que Lozano (1975), hace referencia a una "especie de grandes bivalvos" encontrados en la cima de la misma.

Este último autor observó, en las localidades antes mencionadas, al paquete rocoso intensamente plegado en forma isoclinal, le calculó un espesor de más de 2,000 metros y lo dividió en cinco cuerpos o miembros, que de la cima a la base consisten de:

- Conglomerados y caliza fosilífera.

- Calizas brechoides.
- Calizas con pedernal, material glauconítico y radiolarios.
- Areniscas y conglomerados.
- Basaltos almohadillados

Trabajos más recientes, hechos por Finch et. al (1977 y 1979), consideran una división de miembros muy similar a la de Lozano y confirman la existencia de Halobia sp. en los miembros de arenisca y de caliza con pedernal, con aumento de fósiles de Monotis cf. hacia arriba de la secuencia.

Por la presencia de componentes volcánicos dentro de toda la secuencia, se ha considerado que estas rocas fueron depositadas en una cuenca marina sobre la -

cual dió comienzo la formación de un arco volcánico insular, la presencia de balsaltos almohadillados podrían indicar la parte superior de un ofiolita pero las demás rocas máficas y ultramáficas no están expuestas. (Jones, et al, 1976).

Las relaciones de las rocas triásicas con las adyacentes, que son del Cretácico superior (Formación Valle), es estructural, a lo largo de una falla de rumbo, - lo que podría indicar un considerable desplazamiento de la posición original de las rocas triásicas.

2) Terrenos ofiolíticos y vulcano-plutónicos.

Varios son los afloramientos de rocas ofiolíticas existentes en la península de Vizcaíno. Todos ellos representan sólo remanentes de los complejos ofiolíticos, pues en ninguna parte la secuencia puede considerarse completa. Rangin (1978) cree que los remanentes encontrados en Punta Morro Hermoso, Punta Quebrada, norte de la Sierra de San Andrés y una parte del de Punta San Pablo, tienen una edad del Jurásico superior. El ha llegado a esa conclusión porque afirma haber observado que tales rocas son deposicionalmente sobreyacidas por secuencias detríticas cuya edad, sustentada por fósiles, es del Tithoniano-Neocomiano (Formación Morro Hermoso de Rangin, 1978 y Formación Eugenia de Mina, 1957).

Los complejos restantes son, de opinión general, considerados similares al existente en la isla Cedros (o sea de edad pre-Jurásico medio) pues son intrusivos y sobreyacidos por diques y flujos de andesita porfídica y brechas volcánicas interestratificadas con ignimbritas, lutitas, arenisca y lavas almohadilladas pertenecientes a terrenos de tipo arco insular, semejantes al del norte de la isla Cedros. "El contacto entre los terrenos ofiolíticos y volcánicos es generalmente una falla de ligero ángulo de buzamiento, pero localmente es de tipo deposicional" (Rangin, 1979).

Respecto a los complejos vulcano-plutónicos, ya fue mencionada la edad más antigua (154 m.a.) para una tonalita que intrusión al complejo ubicado al sur de la Sierra de San Andrés y si se añade el dato de la edad más joven (123 m.a.) para otro intrusivo que los afecta, se concluye que tales complejos fueron formados a partir del Oxfordiano (o antes) y hasta fines del Neocomiano.

3) Los terrenos metamórficos de la península de Vizcaíno son también muy similares a los de la isla Cedros, o sea, formados por esquistos glaucofánicos, "melange" y serpentinita, sólo que aquí no existe fauna que determine la edad, además de que muestran un muy alto grado de serpentización. Estos terrenos afloran en una ventana tectónica del Cañón Puerto Nuevo de la Sierra de San Andrés y también en el área de Punta Eugenia, donde tienen contacto de falla con rocas sedimentarias Jurásico-Cretácicas.

4) Rocas clásticas y volcanoclásticas Jurásico-Cretácicas.

Formación Morro Hermoso es el nombre que Rangin (1978), asignó a una secuencia compuesta por rocas volcánicas primarias tales como tobas, flujos lávicos y rocas almohadilladas, intercaladas con rocas volcanoclásticas muy inmaduras y que aflora tanto en la Punta Morro Hermoso como en la Punta Quebrada, situadas ambas en la costa sur de la península de Vizcaíno. Esta formación sobreyace al cuerpo principal de rocas almohadilladas de los complejos ofiolíticos y por diversos fósiles se le ha asignado una edad del Jurásico superior (Kimeridgiano-Tithoniano), indicando así la continuación del volcanismo en la región durante ese tiempo.

Sobreyaciendo en concordancia a la Formación Morro Hermoso se encuentra una secuencia de lutitas interestratificadas con algunos basaltos almohadillados y lentes de arenisca, graduando hacia arriba a depósito de arenisca y conglomerado. Estas rocas clásticas muestran haber sido derivadas de rocas volcánicas, principalmente andesitas y riolitas, aunque el conglomerado tienen gran cantidad de clastos

de rocas plutónicas.

A este conjunto de rocas, que aflora extensamente en el área de Punta Eugenia, Mina (1957), la denominó como formación Eugenia y le supuso una edad del Cretácico inferior, sin embargo, una gran cantidad de fósiles han permitido datarla más precisamente como del Tithoniano-Neocomiano (Jones, et al, 1976; Rangin, --- 1978).

c) Las Islas Santa Margarita y Magdalena.

En estas islas persiste en parte el esquema litológico expuesto en el área Vizcaíno-Cedros, pues ellas se hallan formadas por rocas ultrabásicas correspondientes a probables complejos ofiolíticos y por rocas metamórficas "de afinidad Franciscana", que pueden ser correlacionadas con las de la Formación Cedros.

Realmente hay muy pocos trabajos sobre la geología de ambas islas. La mayoría de los estudiosos concuerdan que las rocas del posible complejo ofiolítico son solamente peridotitas y serpentinitas y que las rocas metamórficas son esquists y gnéises (?), aunque en ningún trabajo se describen las relaciones estratigráficas o estructurales que guardan entre si tales rocas. También se reportan algunos cuerpos intrusivos, principalmente dioríticos. (González Reyna 1946; Lozano 1975). Actualmente se considera que tanto las rocas ofiolíticas como las metamórficas pertenecen al intervalo Jurásico superior-Cretácico inferior.

5.- El Terreno metamórfico al sur de la Paz.

Las rocas más antiguas de la región situada entre la Paz y San José del Cabo constituyen una secuencia metamórfica de la que pocos estudios han sido hechos y que por lo tanto, presenta numerosas interrogantes.

Los afloramientos de las rocas metamórficas están ligados a los grandes cuerpos intrusivos del sur, en los flancos de las sierras que las rocas plutónicas for

man y que son llamadas "de la Victoria". La litología comprende pizarras, filitas, esquistos, gneises y migmatitas. Generalmente se considera que los materiales originales de esta secuencia fueron rocas clásticas: psammiticas y pelíticas, rocas calcáreas y rocas piroclásticas, aunque de los pocos trabajos geológicos que se han hecho hasta la fecha, ninguno profundiza en detalles petrológicos de las diferentes unidades litológicas.

Respecto al metamorfismo que afecta a estas rocas, Ortega (1982), señala que éste tuvo una culminación con temperaturas de 600-700°C y una presión de 1-3 Kb.- Al estudiar también el plutón gabroico que intrusión a las rocas metamórficas al noroeste de San Antonio, este autor menciona que existió una compleja interacción entre la deformación, el metamorfismo regional y el calor magmático al emplazarse el cuerpo durante una fase orogénica. Por su parte, Aranda (1982), observó que en la región de Todos Santos la secuencia metasedimentaria mostraba una pobre recristalización, sugiriendo esto un bajo grado de metamorfismo en esa zona. Al parecer de este mismo autor, la intensidad del metamorfismo en dicha zona aumenta a medida que se avanza hacia el sur. No se conoce hasta ahora la relación que existe entre las rocas del área de San Antonio-El Triunfo con las de Todos Santos, pues un complejo sistema de fallamiento afecta a ambas zonas.

La edad de las rocas metasedimentarias de toda la zona es desconocida por la ausencia de fauna y relaciones estratigráficas determinativas. En varios trabajos han tratado de ser relacionadas con las rocas de las franjas de la mitad norte de la península, debido a que están también ligadas al complejo plutónico peninsular. Lozano (1975), por ejemplo, menciona que al igual que las rocas metasedimentarias situadas al oeste de la Sierra de Juárez, estas rocas poseen reliquias de estructura (tales como echado y foliación), predominantemente regionales y paralelas al rumbo longitudinal del cuerpo cristalino principal, además de que tienen gradaciones metamórficas semejantes y se presentan en forma de enclaves o colgantes den--

tro de los batolitos. Sin embargo, este criterio es muy relativo, además este autor no menciona el por qué del evidente aumento en los componentes volcánicos de estas rocas a diferencia de las del norte de la Península.

Otros trabajos (e.g. Campa y Coney, 1983) las consideran como parte del cinturón volcánico noroccidental, aunque tal extensión no ha sido comprobada. Tampoco ha sido demostrado el significado de estas rocas en la evolución tectónica regional. Por último, algunos autores como Ortega (1982) y Aranda (1982) consideran la edad de estas rocas como tentativamente Paleozoica.

ROCAS PLUTONICAS.

Un aspecto geológico muy característico de la península de Baja California es el impresionante número de cuerpos batolíticos que la afectan y que forman parte de un gran evento plutónico que pudiera considerarse a nivel continental, por toda la margen occidental de norteamérica.

Regionalmente, los plutones de la Baja California corresponden a una zona que se extiende desde el sur de la Alta California (Peninsular Ranges Batholith) y la parte occidental de México, incluyendo además de la península, a los estados de Sonora, Sinaloa, Nayarit, Jalisco, Colima y llegando probablemente hasta el Golfo de Tehuantepec.

Dentro de la península, la serie de emplazamientos se encuentra principalmente en la parte norte, donde en su máxima expresión forma el eje montañoso de las sierras de Juárez y de San Pedro Mártir.

La gran mayoría de los cuerpos batolíticos tienen una composición mineralógica que varía de tonalita a granodiorita, aunque también existen numerosos cuerpos dioríticos, gabroicos y graníticos. Gastil, et al, (1974), han dividido esta zona batolítica del sur de California y occidente de México en tres subzonas paralelas

a lo largo de ella. Dicha división, aunque es muy relativa, (ya que no se tienen límites bien definidos), sirve para tener una idea de la variación petrográfica de las rocas intrusivas. Los autores antes mencionados marcan una "subzona occidental de gabro", ubicada en la parte lateral del Pacífico, en donde las rocas del clan gabrico forman aproximadamente el 20% de las rocas plutónicas y la tonalita alcanza hasta el 60%, mostrando los plutones básicos cierto zoneamiento, ya que varían en composición desde peridotitas hasta anortositas, desde dentro hacia afuera.

La siguiente subzona es la "de la tonalita", ocupando la parte central de la zona de batolitos, donde los cuerpos alcanzan los mayores tamaños y la composición varía localmente de tonalita a granodiorita. La tercera y última subzona determinada por Gastil y sus colaboradores, es la "de la adamelita" y se halla situada en la parte oriental de la zona, adentrándose en el continente. En ella, el granito y la adamelita constituyen la mitad de las rocas plutónicas mientras que la tonalita y granodiorita constituyen la otra mitad. Esta asimetría petrográfica está obviamente relacionada con las diferencias del material cortical que intrusionan las rocas plutónicas. Así, las rocas básicas occidentales son derivadas casi directamente del manto, mientras que hacia el este, las rocas intrusivas son cada vez más enriquecidas (o contaminadas) de los materiales sedimentarios de los cinturones Triásico-Jurásico y Paleozoico. "Este hecho es comprobado por los bajos valores de la relación isotópica $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ y de la relación $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ existentes en las rocas plutónicas occidentales y al incremento de dichas relacionadas hacia el este". (Gastil, et al , - 1974).

Amplios y variados estudios sobre la composición química, petrología y relaciones de campo, efectuados tanto en la Alta como en la Baja California por diversos autores (e.g. Hamilton y Myrs, 1967; Hawkins, 1970), determinaron la estrecha relación entre rocas volcánicas y plutónicas del Jurásico y Cretácico. Más concretamente, se definió que la zona batolítica fué emplazada debajo de sus propios apar-

tos volcánicos (orógeno vulcano-plutónico) y es expuesta actualmente debido a un importante levantamiento del borde continental en fajas orogénicas. La actividad vulcano-plutónica ha sido atribuida a la subducción de la Placa Farallón debajo de la Placa Americana (Atwater, 1970; Demant, 1975).

La historia de emplazamiento de los cuerpos batolíticos es muy compleja debido a su intensidad, pues se tienen evidencias de que los primeros plutones fueron emplazados y expuestos a la erosión, después fueron cubiertos por rocas volcánicas y también a su vez, fueron intrusionados por cuerpos posteriores (Gastil et al. 1974). También, la intensidad de los emplazamientos plutónicos, asociada a los eventos orogénicos, produjo un metamorfismo regional "de tipo Abukuma" (Gastil et al. 1975), que es un metamorfismo característico de muy alta temperatura y baja presión y el cual afectó tanto a las rocas pre-batolíticas como a los cuerpos plutónicos primarios, dándoles a estos últimos una foliación gnéisica.

Geocronología.

Gran cantidad de dataciones utilizando diferentes métodos fueron realizadas para las rocas plutónicas de la Baja California.

Los valores más reales, obtenidos por medio de los métodos plomo-plomo y rubidio-estroncio, oscilan generalmente entre los 95 y 145 millones de años para la parte occidental de la zona batolítica. El más antiguo de ellos, para una tonalita del área de Vizcaíno, fue de 154 m.a. En cambio, para la parte oriental se muestran valores mas bajos (alrededor de 80 m.a.). El decrecimiento de estos valores hacia el oriente, ya no sólo dentro de la península, sino dentro del México continental, es similar el modelo existente en el suroeste de los Estados Unidos (Peninsular Ranges Batholith) y ha llevado a la determinación de que en toda la zona existió, a partir del período Cretácico, una migración en tiempo y espacio de los fenómenos magmáticos. (Coney y Reynolds, 1977; Silver y Anderson, 1978; Gastil y Krummenacher,

1978). Ya ha sido mencionado que la formación de un arco magmático insular en el ahora borde occidental de la península dió comienzo probablemente desde el Triásico superior, sin embargo, es hasta principios del Cretácico (hace 140 m.a. aproximadamente) cuando una variación en la velocidad y el ángulo de la subducción da lugar al fenómeno migratorio. Así, el evento magmático iniciado a pocos kilómetros de la paleotrinchera, se extiende por casi 1,000 km durante los siguientes 100 m.a. (hasta el terciario medio), llegando a encontrarse manifestaciones altamente alcalinas en Tamaulipas. Posteriormente (de 42 a 16 m.a. aproximadamente) se produce una rápida regresión, manifestada por las grandes secuencias volcánicas de la Sierra Madre Occidental y el volcanismo oriental de la península de la Baja California. Según los datos radiométricos la mayor frecuencia de emplazamiento de los plutones de la Baja California, así como la de su continuación en el sur de la Alta California, ocurrió entre hace 120 y 90 m.a. (Silver, et al. 1975).

Aunque un gran número de dataciones radiométricas fueron hechas utilizando el método de potasio-argón, éstas muestran algunas veces valores más bajos al verdadero tiempo de emplazamiento, pues más bien representan la edad de enfriamiento de los minerales a los que se somete (Krummenacher, 1975); por lo que han dado por llamarlas "edades aparentes".

En este trabajo fueron incluidas un buen número de dataciones utilizando este método (ver anexo 1), así como su localización en la cartografía geológica, teniendo con ello un cierto control sobre la edad aproximada de los fenómenos intrusivos en la península de la Baja California.

Los datos incluyen pares concordantes (biotita y hornblenda de la misma edad). Las "edades" de enfriamiento de la hornblenda indican el tiempo para el cual la roca se enfrió bajo 475°C y las "edades" para la biotita indican el tiempo para el cual se enfrió a menos de 230°C. La diferencia de edades indica el tiempo requeri-

do para enfriarse la roca entre ambas temperaturas. Este último valor no es constante debido a que al enfriamiento pudo haber sido acelerado por el levantamiento y la rápida erosión.

ROCAS SEDIMENTARIAS CRETACICAS.

En tanto se llevaba a cabo la migración del plutonismo hacia el oriente y el término de la actividad del arco volcánico Alisitos, en la parte occidental de dicho arco eran producidos los depósitos sedimentarios que constituyen tanto a la Formación Valle como a la Formación Rosario. Dichos depósitos, fundamentalmente clásticos, se localizan actualmente en algunas partes del borde occidental de la península de la Baja California y atestiguan las condiciones prevalecientes en esa zona durante la segunda mitad del período Cretácico.

Las rocas más antiguas de esas secuencias terrígenas (miembro inferior de la Formación Valle), están constituidas por capas poco consolidadas de arenisca que alternan con lutitas y algunas capas conglomeráticas y, según se ha determinado, representan depósitos de una cuenca pre-arco. Internamente, las capas están ligeramente plegadas pero sus relaciones estratigráficas son muy complejas. Rangin(1978), considera que este miembro inferior estuvo envuelto en un importante evento compresivo que lo emplazó tectónicamente sobre los terrenos metamórficos, los complejos vulcano-plutónicos y rocas ofiolíticas del área Vizcaíno-Cedros, interpretando tal evento como el proceso de colisión entre la placa Americana en el este y un arco insular en el oeste. Este mismo autor supone una edad del Albiano-Cenomaniano para este paquete rocoso, sin embargo, Patterson (1979), estudió una secuencia de rocas de ambiente pre-arco, existente en el sur de la sierra de San Andrés, la cual tiene una edad del Cenomaniano-Turoniano. Por su parte, Kilmer (1977), le da este mismo rango de edad a la sección existente en la isla Cedros. Puesto que los autores mencionados basan sus afirmaciones en evidencias paleontológicas, es posible pen-

sar en una edad del Albiano-Turoniano para todo este miembro inferior.

El miembro superior de la Formación Valle está compuesto por capas muy poco deformadas de arenisca, conglomerado y lutita que representan depósitos de tipo "molasse". El fósil de Trigonarca californica Packard, indica un inicio de sedimentación en el Turoniano, llegando quizá hasta el Maestrichtiano (Rangin, 1978). Este mismo autor piensa que este miembro superior fue depositado una vez que finalizó el período compresivo.

Aunque en general se acepta que la Formación Valle representa en su primera etapa una secuencia de ambiente pre-arco, para posteriormente cambiar a secuencias de tipo molásico, no existe uniformidad de opiniones respecto a sus límites estratigráficos tanto internos como externos. Por ejemplo, Rangin (1978), acorde con su teoría, describe el contacto de la Formación Eugenia y Formación Valle como una brecha tectónica. Robinson (1979) y Kilmer (1979), muestran un intervalo erosional entre ambas formaciones mientras que Barnes y Berry (1979), las describen como concordantes y en parte, lateralmente equivalentes, distinguiéndolas con base en la procedencia de sus componentes; la Formación Eugenia derivada de los terrenos ofiolíticos y vulcano-plutónicos triásico-jurásico y la Formación Valle derivada del arco Alisitos. Aunque esto último es característica esencial de dichas unidades, cabe señalar que no existe reporte alguno sobre fósiles en el intervalo Aptiano-Valanginiano.

Por lo que respecta a la Formación Rosario, ésta aflora sólo en algunas partes de la costa occidental del estado de Baja California Norte, alcanzando su máximo desarrollo a la altura del paralelo 30. Por su contenido fosilífero se le ha asignado una edad del Campaniano-Maestrichtiano y es considerada equivalente con la parte mas alta del miembro superior de la Formación Valle.

Esta Formación Rosario fue nombrada así por Beal (1948), (en Morán Zenteno, - 1982) y consiste de estratos subhorizontales de areniscas, limolita, lutita y conglomerado que muestra claramente haber sido derivadas de la franja volcánica y las rocas plutónicas que se encuentran al este.

En los miembros que componen esta formación han quedado grabados indicios de los diversos ambientes que tuvieron lugar en el área que ocupa, pues en ellos se pueden encontrar troncos petrificados, huesos y dientes de saurios, fósiles marinos y otras evidencias que indican diferentes depósitos de ambiente continental, mixto (como playas y lagunas) de plataforma y de ambiente batial. Gastil y colaboradores (1975), reconocieron que estas rocas cretácicas están limitadas al oeste por un importante lineamiento estructural que las separa de los terrenos volcánicos (Formación Alisitos) de los cuales se derivaron. Ellos nombraron como Línea Santillan -Barrera a este límite y señalan a tal lineamiento como controlador de la historia deposicional de la Baja California por largos períodos durante los últimos cien millones de años.

ROCAS SEDIMENTARIAS CENOZOICAS.

La historia sedimentaria del Cenozoico en la Baja California es amplia y está muy diversificada. Durante esta Era son acumulados grandes espesores de sedimentos continentales en la parte norte de la península, en tanto que los depósitos marinos se han desarrollado sólo en algunas porciones, atestiguando con ello la exposición de grandes áreas de las rocas pre-Terciarias. Por el contrario, la parte sur de la península está caracterizada por un amplio registro de depósitos marinos contenidos principalmente en dos grandes cuencas (Vizcaíno e Iray-Magdalena), las que conjuntamente abarcan casi la totalidad de la mitad occidental de el estado de Baja California Sur. Los depósitos de estas cuencas se iniciaron en el Cretácico superior y, al parecer, descansan sobre la corteza oceánica. Un bloque levantado de rocas ofiolíticas separa a las dos depresiones (Lozano, 1975), acunándose las se-

cuencias sedimentarias sobre tal alto estructural.

La sedimentación iniciada durante el Cretácico en el borde noroccidental de la península tuvo su continuación durante el Paleoceno y Eoceno, acumulándose sobre la Formación Rosario depósitos deltaicos y cercanos a la costa que en algunas partes gradúan a depósitos de aguas dulces y salobres (Gastil, et al, 1975). La línea de costa en esas épocas estaba ligeramente al este de la línea de costa actual y los sedimentos provinieron de las porciones orientales emergidas en donde al mismo tiempo se depositaron sedimentos continentales. Los sedimentos marinos de esta porción noroccidental fueron llamados Formación Sepultura por Santillán y Barrera (1930), (en Morán Zenteno, 1982). Esta Formación Sepultura es contemporánea con los depósitos neríticos en el sureste del área de Vizcaíno y a los que Mina (1957), llamó Formación Bateque. Más hacia el sur (área de Purísima), hay depósitos eocénicos de ambiente batial, conocidos como Formación Tepetates. Dentro de la cuenca de Iray-Magdalena se detectan a profundidad, grandes espesores (más de 2000 m.) de rocas paleocénicas con facies de talud a las que Mina (op.cit.) llamó Formación Santo Domingo y Formación Malarrimo, esta última descansando concordantemente sobre las rocas del Cretácico superior.

Durante el Oligoceno la parte norte de la península continuó totalmente bajo condiciones subaéreas, acumulándose sólo sedimentos continentales de tipo conglomerático y arenoso.

Los depósitos de lutitas silíceas, diatomitas y tobas, acompañados por importantes depósitos de fosforita oolítica, que se encuentran en algunas partes del sur de la península, presentan controversias tanto en su edad como en su nomenclatura estratigráfica. De manera general se había supuesto una edad que variaba del Eoceno al Mioceno medio y algunos autores han asignado el nombre local de Formación San Gregorio, en tanto que otros la consideraron correlacionable con la Formación

Monterrey, del Mioceno medio de la Alta California; Sin embargo, recientes estudios han demostrado una edad del Oligoceno superior. Hausback (1984), cita un gran número de determinaciones paleontológicas y radiométricas que apoyan tal edad, concluyendo que esos sedimentos fueron depositados contemporáneamente con el gran volúmen de volcánicos calcoalcalinos de la Sierra Madre Occidental.

Grandes espesores de sedimentos continentales, principalmente eólicos y fluviales se depositaron durante el Mioceno y Plioceno en varias localidades del estado de Baja California Norte, destacando los afloramientos existentes a la altura del paralelo 31. Los depósitos marinos de esas épocas estan también ampliamente dispersos en ese estado, siendo muy significativos los sedimentos marinos miocénicos, encontrados en la porción nororiental de la península, pues marcan los primeros avances del mar sobre lo que llegaría a ser el Golfo de California, el cual hasta entonces no existía.

El Mioceno sedimentario se encuentra ampliamente expuesto en la parte sur de la península. La parte inferior de esta época está representada en el área de Vizcaíno por aglomerados, arenisca y arcillas de las Formaciones Zacarías, Santa Clara, La Zorra y San Joaquín, (Mina, 1957). "El Mioceno medio está formado por diversas secuencias que tienen variaciones laterales y están constituidos por areniscas tobáceas, lutitas bentónicas y areniscas de las Formaciones Isidro, San Ignacio, Tortuga y San Raymundo, indicando ambientes costeros, lagunares y de plataforma" (Morán-Z, 1982). Al Mioceno superior y medio corresponden los grandes depósitos de la Formación Comondú, los cuales cubren discordantemente a las secuencias de las cuencas de Vizcaíno e Iray-Magdalena y forman la gran sierra de la Giganta. Según Hausback (1984), tres son las principales litologías de esa Formación, la mas abundante de ellas es la consistente de areniscas y conglomerados volcánicos, intercalados entre si y fueron depositadas en un ambiente continental, probablemente como

abánicos en el flanco oeste de una cadena volcánica. Las otras dos litologías que componen a la Formación Comondú consisten de depósitos volcánicos primarios y serán tratados posteriormente.

El Plioceno está representado en Baja California Sur por sedimentos costeros que en algunas partes muestran grandes cantidades de coquina y que en la cuenca de Vizcaíno constituyen la formación Almejas, mientras que en el área de Purísima se les da el nombre de formación Salada.

VULCANISMO CENOZOICO

Dentro del vulcanismo Cenozoico en la Baja California pueden distinguirse dos fases que son un claro reflejo de los regímenes tectónicos predominantes en la región durante esa Era. La primera fase corresponde a un vulcanismo principalmente calco-alcalino que tuvo su mayor actividad durante el intervalo Oligoceno-Mioceno y es una manifestación de los movimientos compresivos que continuaron en esas épocas. En cambio, la segunda fase, representada por derrames de basalto alcalino, es consecuencia de la tectónica distensiva Plioceno-Cuaternaria.

Las manifestaciones de la primera fase pueden describirse según cuatro zonas: la primera zona está ubicada entre el sur de la sierra de Juárez, la sierra Tinaja y la sierra Pinta (aprox. entre 31°30' y 31°50' de lat. N) y en ella hay predominancia de rocas silíceas. La sección en la sierra de Juárez y norte de la sierra Tinaja está compuesta por arenisca y conglomerados volcánicos que cubren a las rocas plutónicas mesozoicas y son a su vez, sobreyacidos por tobas y brechas andesíticas, ignimbritas riolíticas y horizontes discontinuos de basaltos. Las edades de estas rocas varían entre hace 10 y 20 m.a. (Gastil et. al. 1979). En el norte de la sierra Pinta, McEldowney (1970), describe un espesor de aproximadamente 4,000 m de rocas volcánicas que sobreyacen a rocas metamórficas paleozoicas. La

litología de esta sección comprende dacitas, ignimbritas, flujos andesíticos y riolíticos y las edades son de entre 6 y 9.5 m.a.

La segunda zona está situada en el litoral del Golfo, a la altura del paralelo 30 y en ella hay predominio de rocas piroclásticas de composición ácida. Como ejemplo está la secuencia de tobas riolíticas y riodacíticas, algunas ignimbriticas y otras híbridas que forman la sierra de Santa Isabel.

La tercera zona la constituyen los afloramientos existentes en la isla Angel de la Guarda y áreas ubicadas al sur de ella, entre los paralelos 28 y 29, en donde las rocas más antiguas son basaltos alcalinos con edad de 50 m.a. (Gastil, et al 1975). El intervalo de 17-19 m.a. está representado por una toba riolítica que aflora extensamente en el área de Santa Gertrudis. El mayor volumen de rocas de esta zona tiene un rango de edad de 10-14 m.a., consistiendo en riolitas y dacitas principalmente (Gastil, et al 1979).

La última zona se extiende por casi todo lo largo del borde oriental del estado de Baja California Sur y está constituida por una imponente secuencia de rocas piroclásticas y derrames lávicos complementados por gran cantidad de rocas volcanoclásticas que en conjunto han edificado la sierra de la Giganta. Los primeros materiales volcánicos depositados en esta zona son de tipo tobáceo y fueron extruidos en la entonces cercana Sierra Madre Occidental, correspondiendo tales depósitos a los muy dispersos afloramientos de la formación Salto y a algunas capas de la formación San Gregorio. Hausback (1984), cita edades de 28 m.a. para tobas de la formación Salto en tanto que las tobas de la formación San Gregorio muestran edades de entre 27 y 23 m.a. Hausback (op.cit.), también supone que las tobas y volcanoclásticas de la formación Isidro marcan el inicio del volcanismo local en la Baja California durante el Mioceno inferior. Este vulcanismo alcanzaría su máximo desarrollo con las

extrusiones de lavas y tobas andesíticas y riolíticas de la formación Comondú durante el Mioceno medio. Los posibles aparatos volcánicos de esa época se encuentran ahora en el litoral del Golfo, desde un poco al norte del paralelo 28 hasta el área oeste de La Paz (Phichilingüe), pasando por bahía Concepción y Loreto, lugares en donde además de encontrarse lavas y tobas, también existen cuerpos hipabisales (pórfidos andesíticos), que cortan la parte baja de la Formación Comondú y que pueden ser interpretadas como cuellos y partes de las cámaras magnéticas de la etapa eruptiva. Las edades de tales cuerpos varían entre 19 y 20 m.a. Los modelos de facies de Hausback (op cit), indican que hacia el oeste y sur de esta cadena volcánica se depositaron los sedimentos continentales derivados (proximales y distales), llegando hasta los sedimentos marinos contemporáneos de las formaciones Isidro, tortugas y San Raymundo.

IV. TECTONICA

Terrenos Tectono-estratigráficos.

De acuerdo a la división de terrenos tectono-estratigráficos de la República Mexicana, establecida por Campa y Coney (1983), la zona de estudio comprende parte del llamado terreno Caborca y la totalidad de los terrenos Alisitos y Vizcaíno.

El terreno Caborca se considera un fragmento de América del Norte, pues está formado por un basamento precámbrico y una cubierta miogeosinclinal del precámbrico tardío y paleozoico inferior, muy similar a la secuencia cordillerana. Posiblemente este fragmento fue trasladado desde el norte por el "megashear" Mojave-Sonora durante el Jurásico (Anderson y Silver, 1979). Aún cuando no aflora dentro del territorio peninsular Campa y Coney (op.cit.) creen que este terreno Caborca subyace a la secuencia sedimentaria y volcánica metamorfizada que se localiza en la porción nororiental de la Baja California.

El terreno Alisitos puede considerarse como un producto de la evolución de una zona de convergencia altamente activa desde el Triásico superior hasta el Cretácico medio (Aptiano-Albiano); con desarrollo de arcos submarinos que parecen haber sido acrecionados al borde de ruptura sur del cratón Norteamericano durante el Mesozoico superior y consolidado dentro del continente Americano durante lo que se ha llamado "la gran orogenia Laramide" (Campa y Coney, 1983).

El terreno Vizcaíno engloba una muy compleja yuxtaposición de rocas oceánicas localizadas en la costa oeste de la península de Baja California. La litología (más ampliamente descrita en el capítulo anterior), incluye rocas ofiolíticas, "melanges" y secuencias volcánicas en aspecto de arco. La edad de este terreno va del Triásico al Jurásico superior y su relación con el terreno Alisitos no se conoce con exactitud, habiendo la posibilidad de que el terreno vizcaíno sea un conjunto

to de alóctonos reunidos por la alta movilidad imperante en esa zona.

Paleozoico superior-Triásico medio: Tectonismo incierto.

El marco tectónico predominante en la margen suroccidental del cratón de Norteamérica durante el intervalo Paleozoico superior-Triásico inferior es muy incierto, debido a que la evidencia es tentativa y muy fragmentaria; presentándose así - varias alternativas en la interpretación. La asociación de basaltos marinos y rocas sedimentarias de plataforma sugiere un margen continental pasiva presente en la zona durante este intervalo de tiempo.

Otra posible interpretación es dada por Gastil, et al, (1981) quienes consideran la existencia de un arco volcánico continental (margen de tipo Andino). Estos autores basan su argumento en la presencia de rocas volcánicas y plutónicas en una franja que según ellos, se extiende por la Columbia Británica, el sur de Arizona y posiblemente Durango y Coahuila(?), sin embargo, esta teoría es muy dudosa pues está basada en evidencias bastante especulativas.

Por otro lado, Dickinson (1981), visualiza cuatro estados evolutivos a través de la historia geológica de la margen Californiana y propone la existencia de un arco insular (margen tipo Japonés), en el borde occidental del cratón durante el Paleozoico superior-Triásico medio. Según Dickinson, la polaridad de tal arco fue probablemente inversa a la del modelo Japonés actual o sea, la trinchera se localizaba en el flanco continental del arco insular (produciéndose la subducción hacia el oeste). Esta configuración permitió colisiones corticales entre la margen cratónica y el terreno insular. La orogenia Antler del Devono-Carbonífero y la orogenia Sonoma del Permo-Triásico son probablemente un reflejo de tales acreciones a lo largo del margen continental donde el miogeosinclinal cordillerano fue depositado. Sin embargo, tanto la secuencia cordillerana como los terrenos de arco insular, pro

sentos en la Alta California (Robert Mountains, Klamath y NE de la Sierra Nevada), se hallan repentinamente truncados hacia el sur de tal estado habiendo en su lugar depósitos de plataforma (región noroccidental de Sonora y nororiental de Baja California). Dickinson explica que esto probablemente sea debido a la presencia de un desplazamiento marginal en esa zona. Otra alternativa sería considerar la continuidad del arco hacia el sur y, como señalan algunos autores (e.g. Hamilton, 1969; Burchfiel y Davis 1972; en Dickinson 1981), tales terrenos fueron desplazados por una actividad posterior.

Triásico superior-Jurásico medio.

A partir del Triásico tardío comienza la edificación de un arco magmático insular a una cierta distancia al occidente del continente Americano. Según estudios isotópicos, este arco se extiende desde el suroeste de Estados Unidos hasta el estado de Chiapas (Damon, et al, 1981). La secuencia pelítica y psamítica, ahora metamorfozada, que se localiza en afloramientos dispersos en el condado de San Diego, E.U. y en la porción central de Baja California Norte, representa probablemente los depósitos de la cuenca marginal. Tanto Gastil, et al, (1978) como Rangin (1978), han sugerido que debido a la actividad de un paralelo rift, un trozo continental fue separado de la gran masa de América del Norte y sobre tal fragmento ("microcontinente", según Rangin), se edificó el arco insular del área de Baja California. La evidencia en que los autores antes mencionados se basan es la presencia de fragmentos de ortocuarzitas y calizas con fósiles paleozoicos en una secuencia (Formación Coloradito), del área Vizcaíno-Cedros. Sin embargo, hay que considerar también que tales rocas paleozoicas pudieron haber sido trasladadas de otro lugar y quizá por otro proceso, pues como ya se mencionó, en el área Vizcaíno-Cedros se manifiesta una alta movilidad.

El Jurásico inferior y medio está caracterizado por la existencia de cuatro franjas tectónicas (Gastil, et al, 1981); tales franjas son:

- 1) Hacia el suroccidente del cratón, el arco insular iniciado durante el Triásico superior, continúa su desarrollo íntimamente relacionado con la corteza oceánica.
- 2) En la cuenca marginal asociada continúa el depósito de sedimentos pelíticos y psamíticos.
- 3) Hacia el este de las dos franjas anteriores se desarrolla una plataforma, con depósito de sedimentos no volcánicos (Sonora occidental).
- 4) Sobre el continente (Sonora Noroccidental y Arizona), se produce el desarrollo de un arco magnético.

La presencia de dos cinturones volcánicos paralelos y parcialmente contemporáneos (en Baja California y Sonora), ha llevado a proponer la existencia de una doble subducción en el noroeste de México durante el Jurásico medio e inferior (Gastil, et al 1978; Rangin, 1978). La subducción mas occidental es de la paleoplaca Farallon y ocasiona el desarrollo del arco insular de la Baja California; la subducción oriental de la corteza del mar marginal bajo el continente Americano y da origen al arco Sonorense.

Durante este mismo intervalo de tiempo y por razones aún no muy claras; el alargamiento del rift que separa a América de Africa-América del Sur, se convierte en una falla transforme desde el sur de México hasta el Noroeste de California (Coney, 1983). Esta falla es la "megashear" de Mojave-Sonora, propuesta por Anderson y Silver (1979), la cual tuvo un movimiento lateral "izquierdo", de tal manera que el terreno al sureste fue parte de América del Norte y el terreno al noroeste fue parte de Africa-América del Sur.

Jurásico superior-Cretácico inferior.

Durante el Jurásico superior se produce la colisión y acreción de los arcos submarinos del norte (E.U. y Canadá) contra el continente americano. Se piensa - que existieron fallas transformes y segmentos cortos de dorsales, así como segmentos cortos de subducción a lo largo de América del Norte (Coney, 1983). Aunque la geometría de las dorsales y fallas es muy subjetiva, Gastil et al. (1981), consideran que la colisión de los terrenos al oeste de la Sierra Nevada (Segmento Sierra Nevada), tuvo lugar durante el Jurásico superior, en tanto que el segmento entre la falla transversa y la falla de Agua Blanca colisionó durante el Cretácico inferior. El segmento al sur de la falla de Agua Blanca no llegaría a colisionar sino hasta el Cenomaniano. Estas colisiones implican el cierre de la cuenca marginal y el cese de la subducción oriental produciendo el plegamiento y metamorfismo de sedimentos del mar marginal y de las mismas rocas volcánicas. Desde hace unos - 140 m.a. y a medida que se producen las acreciones, el magmatismo comienza a migrar hacia el este a partir del borde continental.

Durante el intervalo Aptiano-Albiano se produce una muy intensa actividad volcánica que da lugar a los gruesos espesores de la formación Alisitos. El segmento al norte de la falla de Agua Blanca ya había sido acrecionado y elevado, depositándose ahí solo rocas volcánicas continentales, en cambio, el segmento al sur de la discontinuidad de Agua Blanca permaneció bajo condiciones submarinas, dando lugar a depósitos de tipo arco insular.

Cretácico superior-Terciario inferior. Arco magnético continental.

Una vez adheridos los terrenos volcánicos al continente Americano se presenta el desarrollo de un arco magnético continental al proseguir la subducción de la -

paleoplaca Farallón bajo la placa Americana. Este arco magmático está caracterizado por presentar una evolución hacia el este y hacia el sur, direcciones en las que se hace más joven.

Un incremento en la velocidad de subducción de la placa Farallón, produciendo un pequeño ángulo de la misma, es lo que han considerado Coney y Reynolds (1977) como causa de la migración hacia el oriente. De acuerdo con estos autores, el arco magmático se desplaza durante el Cretácico temprano a una velocidad de 0.7 centímetros por año; durante el intervalo de 80-40 millones de años, la migración aumenta su velocidad a 2.3 cm/año y se presenta el emplazamiento de los principales plutones en el ahora México continental.

La tectónica compresiva predominante, producto de esfuerzos por las colisiones al occidente y los emplazamientos magmáticos, descritos, propician la elevación de las masas térrreas y durante el Paleoceno y el Eoceno la porción norte de la península estaba ya bajo condiciones subaéreas, presentando gran parte de su morfología actual (Gastil, et al, 1975). En cambio, la parte sur del territorio peninsular formaba parte de los lechos oceánicos, ocurriendo ahí el depósito de sedimentos correspondientes a las cuencas de Vizcaíno e Iray-Magdalená.

El arco magmático que hace 40 m.a. se ubicaba a unos 1,000 kilómetros de la paleotrinchera, regresa rápidamente a una velocidad de 5 cm por año, hasta acercarse a la costa Pacífica hace 20 millones de años. Este suceso provoca el volcanismo explosivo de la Sierra Madre Occidental, el cual tuvo su máxima actividad entre hace 34 y 27 m.a., llegando a la hoy parte oriental de la península de Baja California hace aproximadamente 24 m.a., lo cual dió lugar a la edificación del arco volcánico Comondú.

Terciario superior-Reciente; Tectónica Neogénica.

Los patrones de anomalías magnéticas presentadas por Atwater (1970), sugieren que la colisión de la cresta de expansión oceánica Farallón-Pacífica con el borde occidental de Norteamérica se inició hace aproximadamente 30 millones de años en alguna parte de la costa de California, E.U.; este fenómeno creó una zona de afallamiento con movimiento lateral "derecho" (dextrógira) a lo largo de la línea de costa, convirtiendo progresivamente el régimen de subducción en una zona de cizalla transforme interplacas.

La propagación de norte a sur de las fallas transformes produce una fragmentación sucesiva de la Paleoplaca Farrallón (Placa de Guadalupe y Placa de Cocos). - algunos de cuyos fragmentos adquieren movimientos rotatorios. Mammerickx y Klitgord (1982) detallaron algunos de esos eventos tectónicos en Baja California y el Pacífico oriental: De 25 a 12.5 millones de años la estrecha porción de la placa Farallón, llamada Placa de Guadalupe empieza a romperse y a girar, provocando una gran actividad de subducción a la altura de La Paz; al mismo tiempo, la subducción en Baja California Norte disminuye progresivamente hasta cesar por completo.

Hace aproximadamente 16 m.a. la actividad volcánica en el borde oriental de Baja California comienza a menguar y para 12.5 millones de años antes del presente, sincrónicamente con una alta velocidad de subducción, los productos finales del - volcanismo son eyectados en las partes cercanas a San Juan de la Costa.

De acuerdo con Mammerickx y Klitgord (1982), de 12.5 a 5 millones antes del presente se inicia una mayor reorganización de placas: 1) la dorsal del Pacífico del este rota hasta quedar paralela a la costa occidental de la Baja California 2) la subducción cesa al mismo tiempo a todo lo largo de la Baja California Sur 3) los fragmentos de la Placa de Guadalupe "encallan" a lo largo de la costa oeste y 4) el -

movimiento por fallamiento lateral "derecho" comienza a lo largo de la falla Tosco-Abreojos.

La falla Tosco-Abreojos, formada hace aproximadamente 12.5 millones de años era, hasta antes de la colisión, el límite de subducción entre la placa oceánica Farallón y la placa continental Americana, la cual incluía entonces a la Baja California.

Después de la colisión cresta-continente, la placa Pacífica se desplaza hacia el noroeste con respecto a la placa Americana. Fallas transformes como la Tosco-Abreojos fueron también formadas paralelamente a ella y al movimiento relativo interplacas. De acuerdo con Hausback (1984), en un principio el movimiento entre las placas Pacífica y Americana tenía un azimut de 325° , pero a partir de 12.5 m.a. este empieza a virar hacia el oeste en forma progresiva. Este incremento hacia el oeste de la deriva de la placa Pacífica requirió, según Hausback, ya sea una reorientación de la falla de unión interplacas o del inicio de un movimiento extensional. Como se observa actualmente, la segunda opción fue finalmente la ocurrida ya que no existen evidencias de movimiento hacia el oeste de la falla Tosco-Abreojos. Tampoco hay apertura de cuencas a lo largo de tal estructura. La necesaria extensión probablemente tuvo lugar a lo largo del eje del presente Golfo de California, iniciando una zona de graben sobre la que se desarrolló un protogolfo. Esto último pudo haber ocurrido entre hace 12 y 10 millones de años y, en opinión de Hausback (op. cit.), la extensión probablemente siguió los centros exhalativos del arco volcánico Comondú, ya que era esa una zona calorífica con intrusiones, fracturamiento y rompimiento general de la corteza.

De hace aproximadamente 5 millones de años al presente, mucho del movimiento entre la placa Pacífica y el México continental fue transferido de la falla Tosco-Abreojos a el protogolfo. La península fué separada de Norteamérica y añadida a la

placa Pacífica. Basaltos oceánicos comienzan a emerger de la boca expansiva del Golfo de California y un nuevo patrón de cuencas de expansión y fallas transformes orientadas hacia el oeste fueron generadas a lo largo del Golfo de California.

V. FRANJAS Y REGIONES METALOGENÉTICAS

Los yacimientos existentes en la Península de Baja California han sido agrupados en 6 franjas y 5 regiones metalogenéticas. Tal agrupamiento fue hecho siguiendo criterios geológico-tectónico-metalogenéticos. Cada franja al igual que cada región está caracterizada por presentar uno o más elementos predominantes. -- Asimismo la franja y la región se definen según su distribución en espacio y tiempo. Esto implica que cada una de ellas se distingue por un determinado marco tectónico y una época metalogenética definida. La diferencia entre ambas radica en que la franja exhibe una cierta continuidad, la cual le permite abarcar grandes áreas. La región en cambio, ocupa áreas relativamente pequeñas, en las que en algunos casos es difícil establecer límites bien definidos. Otros factores muy propios y muy importantes sobre los yacimientos minerales, tales como son la fuente, mecanismos de transporte y depósito de las menas contenidas, serán discutidos en el capítulo siguiente.

Para la determinación de las franjas y regiones propuestas, se requirió del estudio y análisis de más de 250 denuncios sobre manifestaciones de yacimientos minerales. La gran mayoría de dichos yacimientos muestra una considerable escasez de estudios detallados. Aún mayor es la falta de investigaciones sobre minerografía, termometría, isotopía, etc., que pudieran dar mejores indicios sobre las condiciones de formación de los depósitos. Esto, como es obvio pensar, dificultó en gran medida el trabajo desarrollado, por lo que se mencionará el estado actual del conocimiento metalogenético sobre la Península de Baja California y se hará referencia a los principales factores sobre la problemática actual del tema.

A continuación se describen, según el orden cronológico de formación, cada una de las franjas y regiones propuestas, los puntos a considerar son: caracterís

ticas geoquímicas y marco tectónico, ubicación geográfica, tipos de yacimientos predominantes y génesis de la franja o región.

TRIASICO - CRETACICO INFERIOR (Hasta Neocomiano)

1.- Región de Cromo y Magnesio: Cr, Mg.

Los yacimientos de cromita y magnesita presentan generalmente una misma distribución geográfica, ya que ambos minerales están asociados a las rocas básico-ultrabásicas que se hallan dispersas en el borde continental del estado de Baja California Sur (véase figura 5.1).

Los afloramientos de rocas básico-ultrabásicas son numerosos en esa área pero tienen pequeñas dimensiones; estudios realizados sobre ellos han determinado que corresponden a partes de complejos ofiolíticos, desarrollados en un ambiente de arco insular-Mar marginal (Rangin, 1978; Moore, 1975), aunque se especula si corresponden a la corteza del mar marginal o a la corteza de la Paleoplaca Farallón.

Las manifestaciones cromíferas se presentan en dos zonas que son:

1) En la costa sur de la Península de Vizcaíno, entre las coordenadas geográficas: 27°32' a 27°35' de latitud norte y 114°37' a 114°39' de longitud oeste (yacimientos de El Tigre, San Agustín y San Fernando).

2) En la parte suroriental de la Isla Cedros.

En la primera zona la mineralización de cromita se halla en segregaciones en forma de lentes ("pods"). El mayor de los cuerpos podiformes tiene un largo de 40 m y un ancho máximo de alrededor de 460 m. También se localizan mineralizaciones menores en forma de vetas bien definidas y ocasionalmente diseminados en la roca ultrabásica serpentizada.

En la segunda zona existen diseminaciones que definitivamente no tienen impor

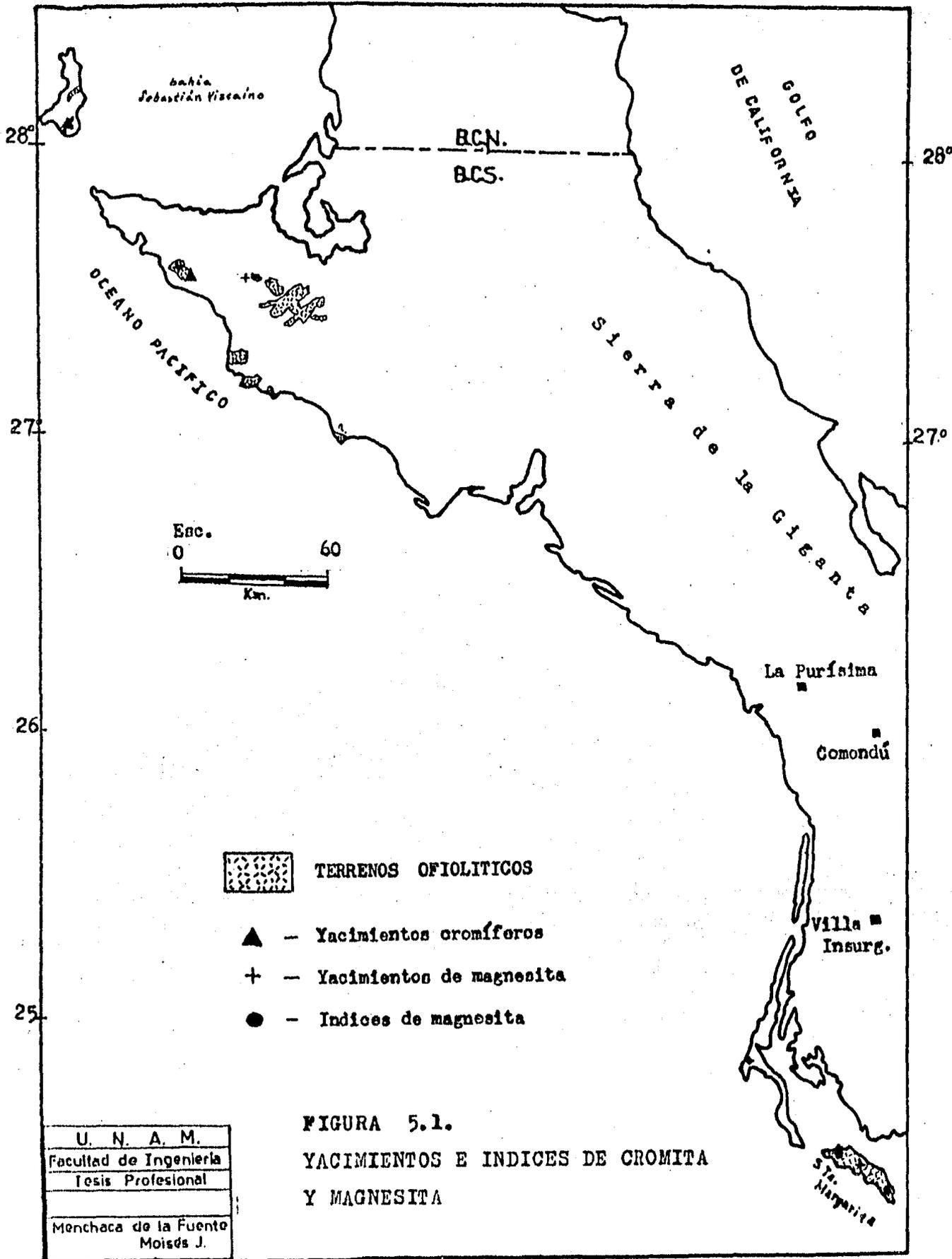


FIGURA 5.1.
YACIMIENTOS E INDICES DE CROMITA
Y MAGNESITA

U. N. A. M.
Facultad de Ingeniería
Tesis Profesional
Menchaca de la Fuente Moisés J.

tancia económica actual. Algunos de esos diseminados muestran altos valores de Fe. También, en arroyos cercanos a las mineralizaciones se detectan placeres cromíferos que no han sido evaluados en la actualidad.

Debido a su origen ortomagmático, la época metalogénica de los yacimientos de cromita está dada por la edad determinada estratigráficamente para los complejos ofiolíticos. En la primera zona la ofiolita es sobreyacida en forma concordante por secuencia volcánicla del Jurásico superior-Cretácico inferior, correspondientes a las formaciones Eugenia y Morro Hermoso (Rangin, 1978). En la segunda zona, la ofiolita con manifestaciones cromíferas es cubierta en forma discordante por una secuencia sedimentaria del Jurásico medio (Kilmer, 1977), por lo que la edad del complejo ofiolítico es pre-Jurásico medio, quizá Triásica.

La magnesita por su parte, muestra una más amplia distribución que la cromita, ya que las manifestaciones de la primera son muy abundantes por toda la costa sur de la Península de Vizcaíno y en la Sierra de San Andrés, aunque de todas ellas, pocas son las que llegan a alcanzar una cierta importancia económica. Existen también algunos prospectos de magnesita en la Isla de Santa Margarita, ubicada en la porción suroccidental de la Península de la Baja California, dentro del mismo borde continental. En dicha isla hay 3 zonas de manifestaciones magnésíferas (partes norte, central y sur), llegando a ser importantes solamente los de la porción central de la isla (González Reyna, 1946), las cuales tienen bajo tonelaje.

Los yacimientos de magnesita en la Península de Vizcaíno se presentan en forma de veta (en el yacimiento San José II); vetillas y stockwork (en San Guillermo y San José I) y en forma de bolsas en el pequeño yacimiento de San Cristobal. Las concentraciones de magnesita en la Isla Santa Margarita por su parte, muestran predominio de estructuras en forma de bolsas y nódulos.

El origen de los yacimientos de magnesita de esta región es debido a fluidos hidrotermales provenientes de las varias intrusiones post-emplazamiento ofiolítico, las cuales removieron el magnesio de las rocas ultrabásicas y lo depositaron en forma de carbonatos de magnesio en estructuras dentro de las mismas rocas ultrabásicas, gabros y rocas volcánicas y sedimentarias que cubren a las ofiolitas. Las dataciones isotópicas efectuadas por diversos autores atestiguan edades que varían desde el Jurásico medio al Cretácico inferior para las rocas intrusivas del borde continental occidental de la Baja California, pudiéndose considerar tal intervalo como la época metalogenética de los yacimientos magnésíferos.

2.- Región Cuprífero-Aurífera: Cu, Au.

Yacimientos minerales con valores de cobre y oro se localizan en varios lugares del Area Vizcaíno-Cedros, ubicada en la porción noreste del estado de Baja California Sur.

En este conjunto de yacimientos se presenta un control litológico importante que provoca que estos se encuentren encajonados sólo dentro de los terrenos vulcano-plutónicos del Area Vizcaíno-Cedros (véase cap. III). El número total de yacimientos de esta región es de ocho, estando cuatro de ellos dentro de las rocas andesíticas de la Sierra de Vizcaíno; dos están en las rocas tonalíticas del área de San Roque y otra más en la Punta Morro Hermoso. El octavo yacimiento encajona en las rocas plutónicas de la punta norte de la Isla Cedros.

El carácter intermitente de afloramientos de la roca encajonante, resultado del alto grado de tectonismo que ha afectado la zona, no permite el establecimiento de límites concretos para poder definir una franja metalogenética; teniéndose sólo áreas aisladas de mineralización en las ya mencionadas Sierra de Vizcaíno, San Roque y punta norte de la Isla Cedros (Fig. n.5.2).

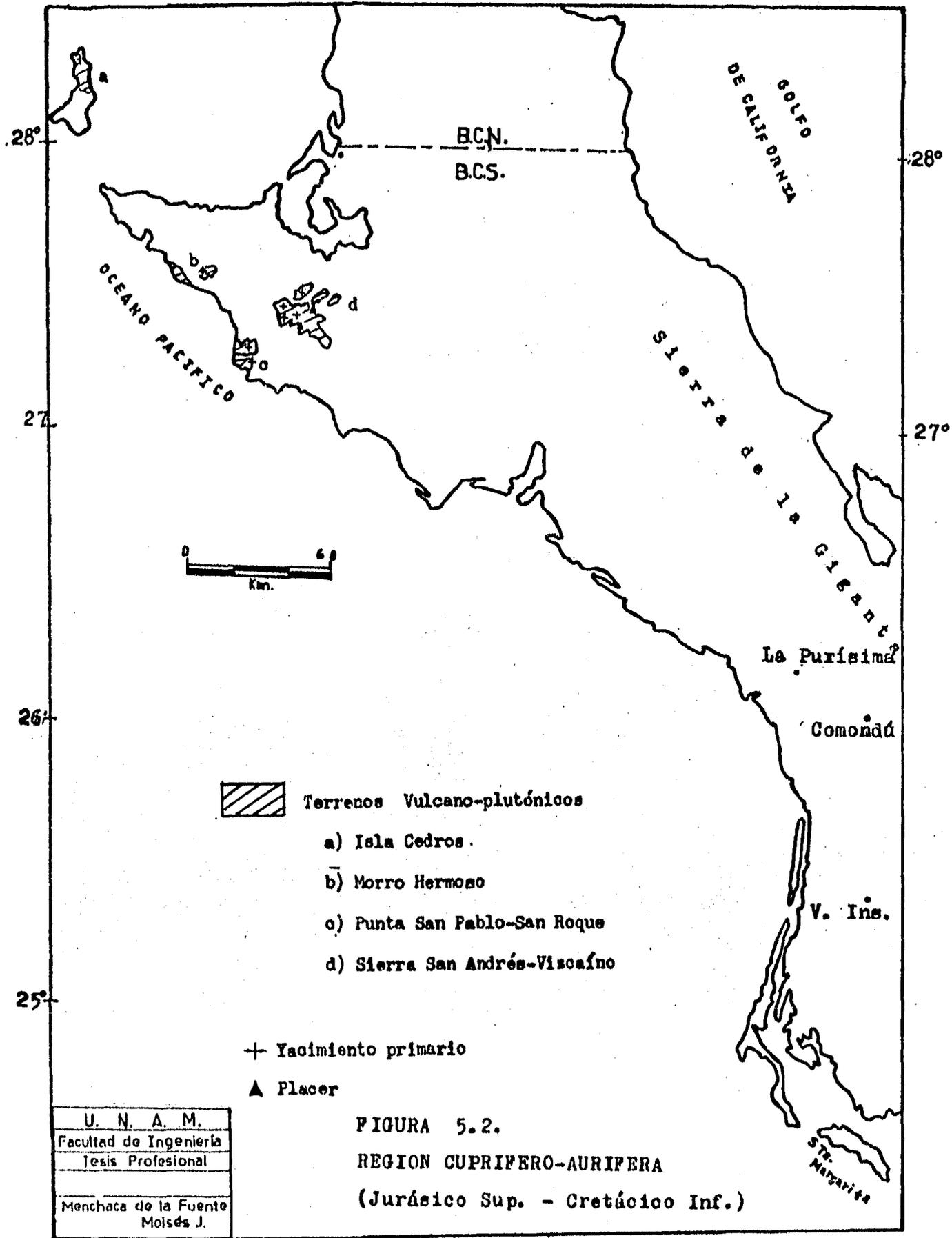


FIGURA 5.2.
 REGION CUPRIFERO-AURIFERA
 (Jurásico Sup. - Cretácico Inf.)

U. N. A. M.
Facultad de Ingeniería
Tesis Profesional
Manchaca de la Fuente
Moisés J.

Los yacimientos de esos lugares consisten de vetas cuarcíferas con los minerales primarios pirita y calcopirita y con algunos valores de oro nativo. Las vetas se presentan en o cerca del contacto intrusivo-roca volcánica o bien dentro de las rocas plutónicas. El carácter hidrotermal de los yacimientos ha sido planteado por Altamirano (1979), aunque no se han reportado datos sobre la completa paragénesis.

A pesar de la falta de información sobre los yacimientos de esta región, se observa una notoria similitud de ellos con respecto a los de la franja cuprífero-aurífera del Aptiano-Cenomaniano de Baja California Norte (la cual será descrita posteriormente) y con otros yacimientos cupríferos contenidos en terrenos de tipo arco volcánico, presentes en algunas partes de la costa Pacífica de América. Tales depósitos están generalmente relacionados con los cuerpos plutónicos considerados como raíces del arco volcánico.

El tamaño de todas las concentraciones minerales de cobre y oro en esta región de Baja California Sur es pequeño, todas ellas así como sus placeres derivados han sido explotados sólo a nivel de gambusinaje. Los nombres de algunas localidades son: La Minita, La Esmeralda, Campo Los Cocos, Rancho San Andrés y el mayor de ellos, conocido como El Datilón.

CRETACICO INFERIOR - MEDIO (Aptiano-Cenomaniano)

1.- Franja Ferrífero-Cuprífera: Fe, Cu (Au, Ag).

El análisis geológico-metalogenético de los yacimientos de fierro dominante re vela un notable control litológico, ya que ellos se hallan asociados solamente a las rocas submarinas del arco volcánico Alisitos. Al norte de la falla de Agua Blanca, donde el Arco Alisitos está compuesto por rocas volcánicas de tipo continental, sólo se ha reportado un yacimiento ferrífero (el yacimiento "La Grulla", encajonado en rocas intrusivas, muy cerca de la traza de la falla). Así, la franja de depósitos ferríferos adopta una orientación paralela al litoral del Pacífico, extendiéndose por casi toda la porción occidental del estado de Baja California Norte (Fig.n.5.3). El límite norte de la franja lo constituye la gran falla de Agua Blanca, en tanto que el límite sur está dado por la desaparición de las rocas volcánicas del Cretácico bajo los sedimentos del Desierto de Vizcaíno, un poco al norte del paralelo 28. El límite oriental puede considerarse la zona en que el Arco Alisitos tiene una facies más clástica, zona en que además, muestra un mayor grado de metamorfismo.

De acuerdo con tal configuración, la franja tiene unos 450 kilómetros de largo por unos 35 kilómetros de ancho en promedio.

Esta franja ferrífera queda totalmente dentro de la franja cuprífero-aurífera de la misma edad, dado que la zona de traslape es el área en que el cobre y el fierro están asociados. Dicha asociación permite manifestaciones unilaterales de uno u otro de los metales involucrados. Así, hay depósitos de fierro como El Gato, San Fernando y Santa Catarina, que tienen altos valores de cobre y, por otro lado, hay yacimientos cupríferos con fierro subordinado (por ejemplo Bonet y El Sauzalito).

La mayor parte de los yacimientos de fierro distribuidos en esta franja son de tipo pirometasomático; la mineralización se halla en o cerca de las zonas de contacto

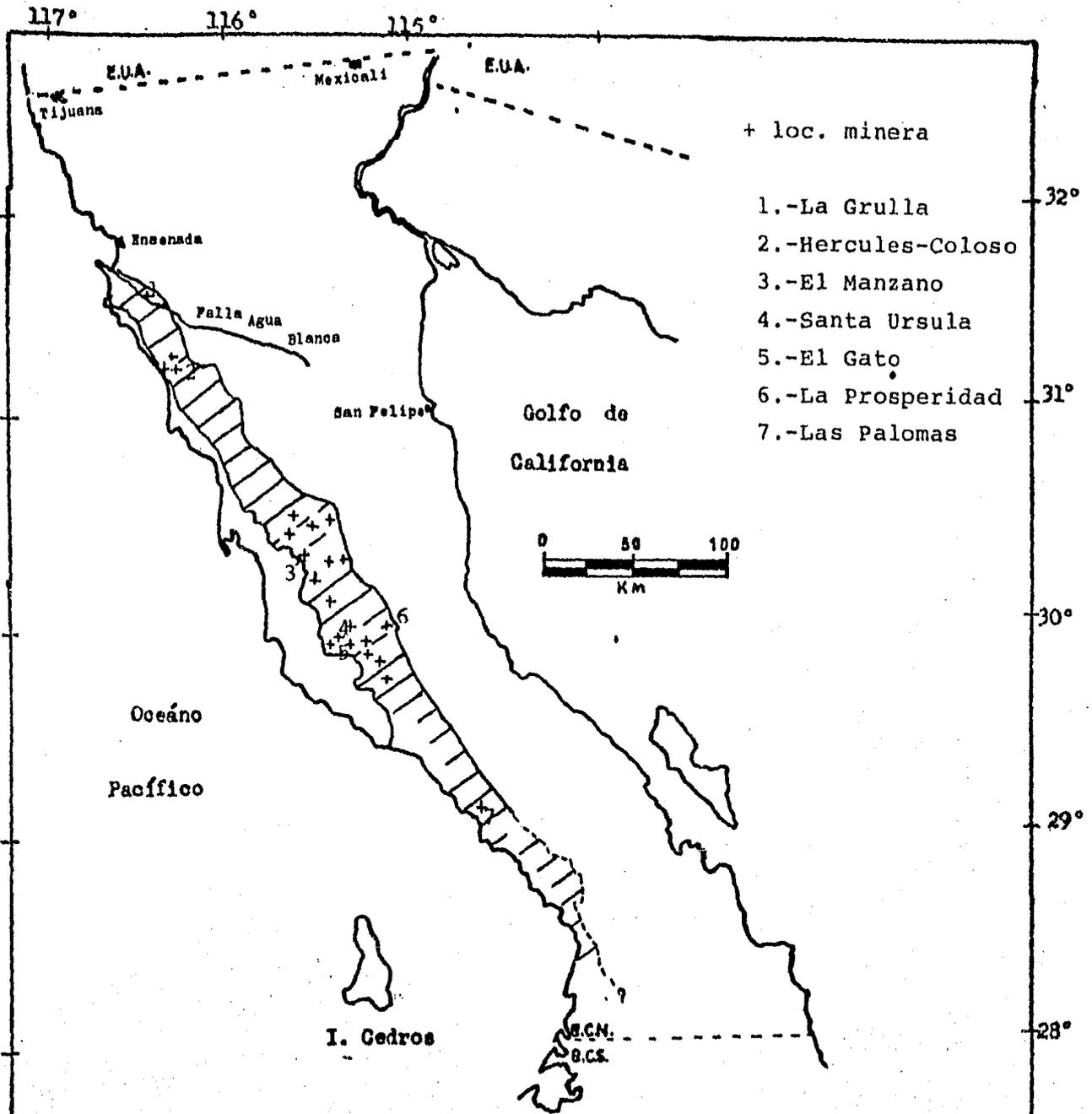


FIGURA 5.3.

FRANJA FERRIFERO-CUPRIFERA DEL APTIANO-CENOMANIANO.

U. N. A. M.
Facultad de Ingeniería
Tesis Profesional
Manchaca de la Fuente Moisés J.

intrusivo-metasedimentario y metavolcánico, en donde forma cuerpos de reemplazamiento. Varios depósitos se encuentran encajonados en las rocas plutónicas (endoskarn?) pudiendo ser también depósitos tipo segregación magmática. En menor proporción aparecen depósitos de relleno de fisuras. El oro y la plata son asociados comunes en los yacimientos de esta franja.

Por las características ambientales del período Aptiano-Cenomaniano, existe también la posibilidad de presencia de yacimientos ferríferos de tipo volcanogénico. Estudios más detallados sobre las partes mineralizadas del Arco Alisitos podrían dar mejores indicios sobre esto (por ejemplo la zona de El Barril). El único yacimiento del que hasta la fecha se tienen sospechas sea de este tipo, es el de La Prosperidad, estudiado por Amaya M., (1978).

Los ejemplos de yacimientos ferríferos incluyen a Santa Ursula y El Manzano, los que, alcanzando un mediano tamaño, son los únicos que en la actualidad pueden dar un rendimiento económico. De otros yacimientos como El Babalú, La Brújula, El Gato, San Fernando, Campo Rodríguez y El Taricito, se ha determinado que poseen pocas reservas (reportes internos del C.R.M.).

Los yacimientos ferríferos fueron producidos durante las etapas de actividad vulcano-plutónica del Arco Alisitos en el período Aptiano-Cenomaniano, cuando los intrusivos gabro-dioríticos de filiación oceánica afectaron las rocas arrecifales asociadas al arco.

2.- Franja Cuprífera-Aurífera: Cu, Au (Fe, Ag).

Los yacimientos de cobre de edad cretácica están distribuidos por toda la parte occidental del estado Baja California Norte. Estos yacimientos fueron encajonados en las rocas sedimentarias y volcánicas parcialmente metamorfizadas del Arco Alisitos y su origen es debido a la actividad vulcano-plutónica desarrollada en el período Aptiano-Cenomaniano.

La franja que forma los yacimientos tienen una orientación NW-SE, semi-paralela al litoral del Pacífico. Se extiende desde el suroeste de los Estados Unidos hacia el sur, hasta el paralelo 28, en donde después de alcanzar su máxima anchura, desaparece bajo los depósitos continentales recientes del Desierto de Vizcaíno y las rocas volcánicas y volcanoclásticas miocénicas de la Formación Comondú. Sus dimensiones son: 550 km de largo aproximadamente por 45 km de ancho promedio (véase fig.n. 5.4).

Incluida totalmente dentro de esta franja cuprífero-aurífera se encuentra la ya descrita franja de fierro-cobre, pues como se mencionó anteriormente, la zona de traslape es en donde los dos metales están asociados genéticamente. Sin embargo el cobre muestra una más amplia distribución que el fierro. Los depósitos ferríferos se presentan en las partes más occidentales, a pocos kilómetros de la costa Pacífica y están ligados a cuerpos intrusivos de gabro, diorita y tonalita que intrusionan al arco insular. En cambio, los yacimientos cupríferos aparecen uniformemente distribuidos por todo el Arco Alisitos (parte continental, parte de volcanismo insular y secuencia post-arco), en donde aparecen ligados a cuerpos intrusivos de composición granodiorítica-tonalítica.

Juntos, los yacimientos de las franjas ferrífero-cuprífera y cuprífero-aurífera, representan el 37% aproximadamente del total de los yacimientos de la Península de la Baja California y cerca del 49% del total de ellos en el estado de Baja California Norte. Sin embargo, la mayoría de los depósitos de ambas franjas son de poca importancia económica.

Los tipos de mineralización de la franja cuprífero-aurífera incluyen a los yacimientos de relleno de fisura (vetas de cobre y vetas de cobre + fierro) y a los pórfidos cupríferos.

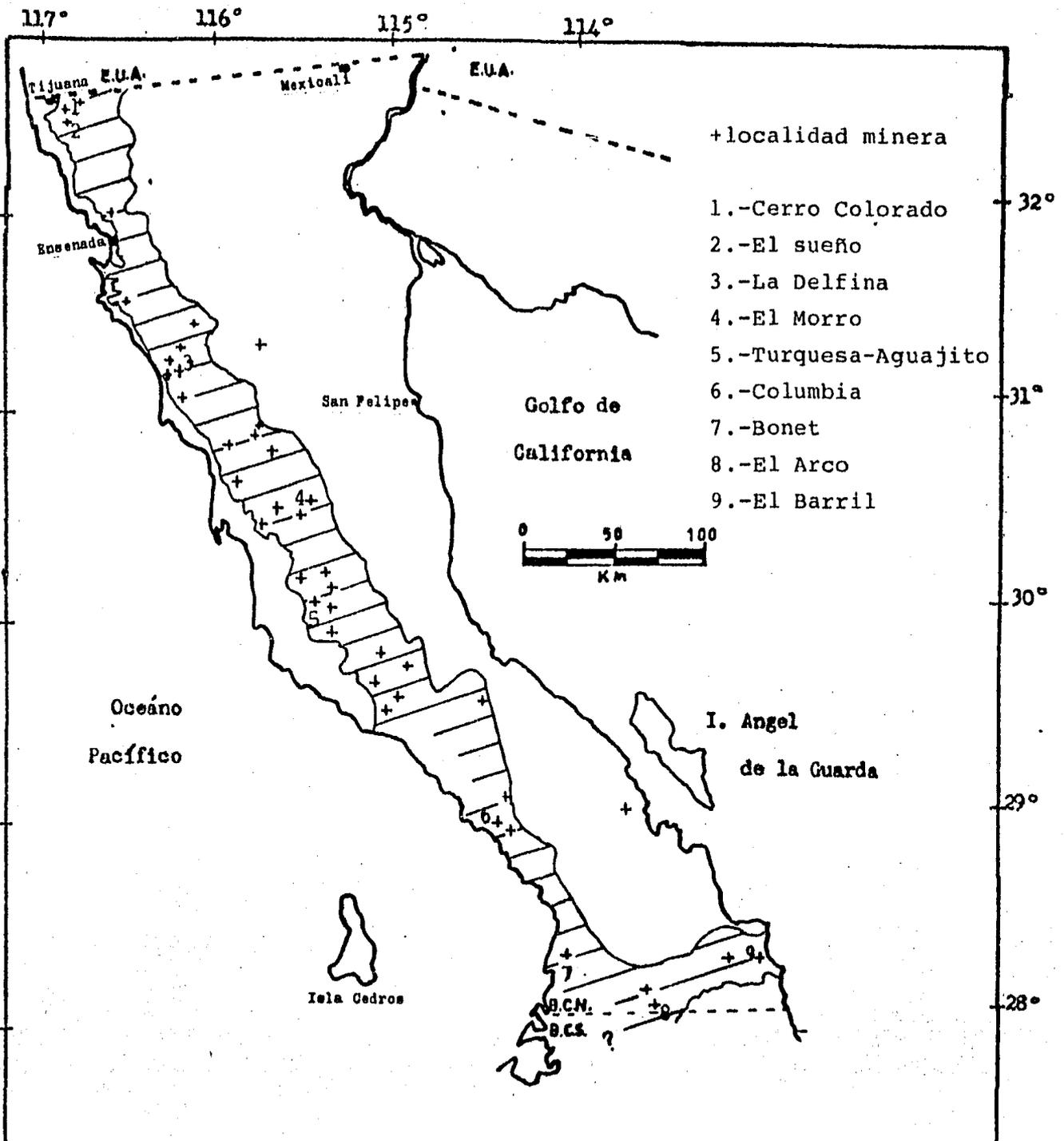


FIGURA 5.4.
FRANJA CUPRIFERO-AURIFERA (Aptiano-Cenomaniano)

U. N. A. M.
Facultad de Ingeniería
Tesis Profesional
Figura 5.4.
Manchaca de la Fuente Moisés J.

Las vetas de cobre están formadas por cuarzo y los sulfuros pirita y calcopirita; sin embargo, estos minerales son raramente observados ya que por lo general la zona de oxidación es muy profunda. Así, en su lugar están presentes los carbonatos de cobre malaquita y azurita, la crisocola y en menos casos cuprita y cobre nativo. El mineral turquesa ha llegado a formarse en algunos yacimientos como El Aguajito, propiciando el desarrollo de pequeñas obras mineras en búsqueda y explotación de dicha piedra preciosa.

En los yacimientos con vetas de cobre + fierro aparecen los minerales cupríferos antes mencionados, pero en asociación con magnetita y hematita. Algunas veces el cobre se haya restringido a las paredes de las vetas ferríferas; en otros casos, - los minerales de ambos metales están íntimamente mezclados. El oro y la plata se encuentran asociados al cobre y al fierro en casi todos los yacimientos de la franja llegando en algunos casos a formar depósitos con alguna importancia económica como El Socorro y San Antonio del Mar; en otros casos son importantes los yacimientos de placeres derivados de vetas de baja ley, como por ejemplo Valladares y Calmallí.

El yacimiento de El Arco es el único pórfido cuprífero reconocido en Baja California; sin embargo, y como se verá posteriormente, este y los demás yacimientos de cobre contenidos en esta franja, tienen afinidad en cuanto a sus procesos de generación. El Arco es uno de los principales productores de cobre y oro en el país, constituyéndose también como el yacimiento de mayor importancia de esta franja y del estado de Baja California Norte.

Las localidades con vetas de cobre incluyen a las Minas del Sueño y Cerro Colorado, ubicadas al S-SE de Tijuana; y a la Delfina y Alborada, ubicadas al sur del poblado de San Vicente.

Los yacimientos de cobre más fierro incluyen a Julio César (La Julia), Evangelina y Bonet, todos con pequeño tonelaje.

CRETACICO SUPERIOR-EOCENO

1.- Franja Tungstenífera: W. (Cu).

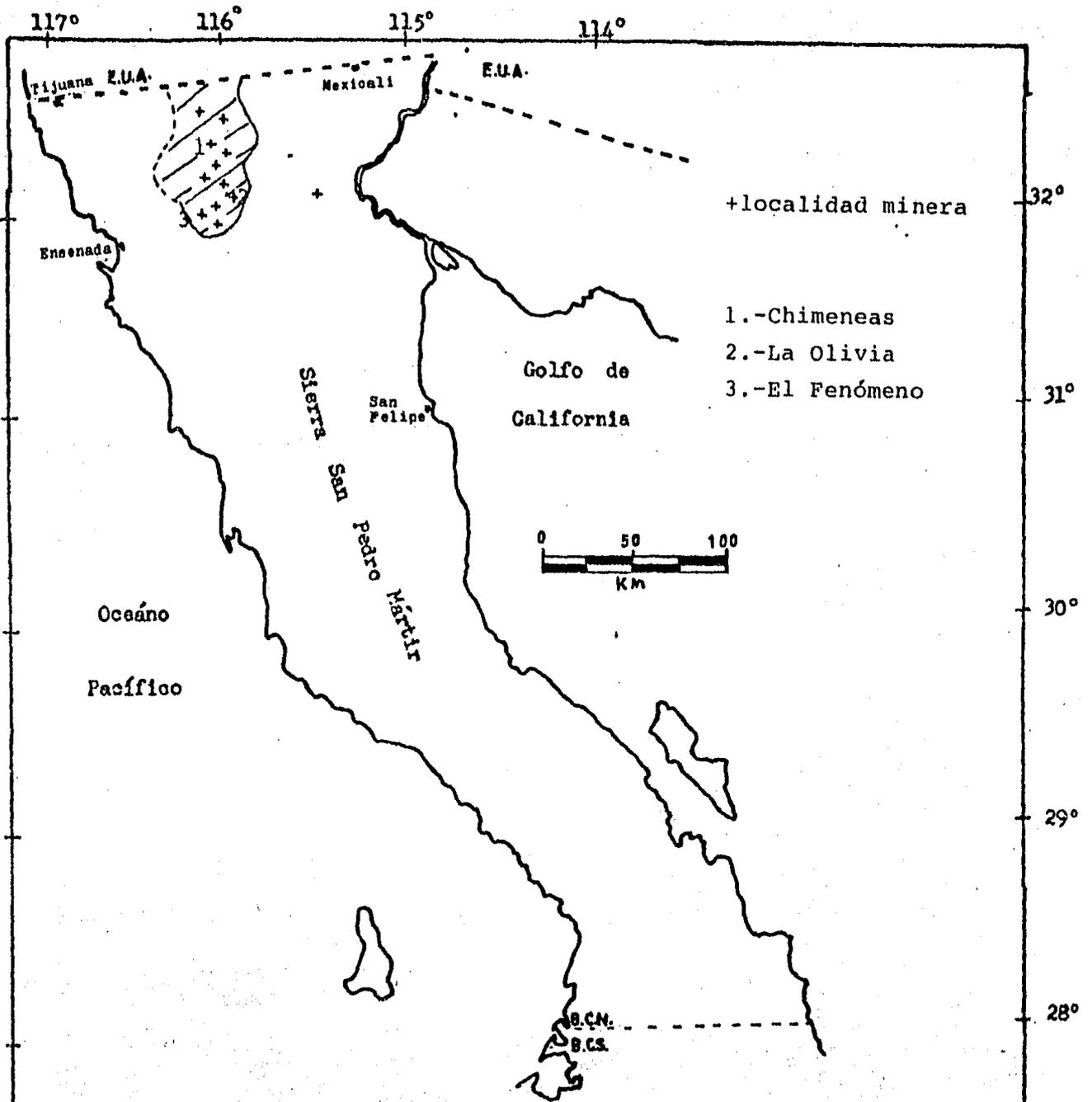
Los yacimientos tungsteníferos se presentan en varios lugares de la Sierra de Juárez, en la porción más septentrional de la Península de Baja California.

Los yacimientos están ligados al magmatismo intrusivo continental desarrollado por la Paleoplaca Farallón bajo la Placa Americana. La presencia de los depósitos está generalmente controlada por el contacto de las rocas metasedimentarias del cinturón Triásico (?) - Jurásico (?) (ver capítulo III) y las rocas plutónicas de composición granodiorítica-tonalítica, aunque uno de ellos está presente en el contacto de rocas calcáreas del cinturón paleozoico con un cuerpo intrusivo.

La franja en que se distribuyen los yacimientos muestra un cierto paralelismo al litoral del Pacífico. Se inicia desde un poco al sur del paralelo 32 y, siguiendo la Sierra de Juárez, se extiende hacia el norte, hasta las Sierras peninsulares del suroeste de los Estados Unidos, en donde se presentaban depósitos de tungsteno que desde hace mucho tiempo fueron explotados. Dentro del territorio mexicano la franja tiene unos 75 kms de largo por unos 40 kms de ancho en promedio (véase fig. 5.5).

La totalidad de los yacimientos de tungsteno son de tipo "skarn"; la mineralización se presenta en las zonas donde el metamorfismo de contacto convirtió en tactitas a las lentes y capas calcáreas intercaladas con metasedimentos pelíticos y arenáceos.

La tactita tiene espesores desde unos cuantos centímetros hasta 40 metros, está formada por granate, diópsida, hedenbergita, vesuvianita, axinita, wollastonita, tremolita y epidota. La mena es el mineral scheelita, con poco o nada de molideno contenido. Cantidades menores de pirrotita, pirita y calcopirita están siempre pre-



+ Localidad minera

FIGURA 5.5.
FRANJA TUNGSTENIFERA

U. N. A. M.
Facultad de Ingeniería
Tesis Profesional
Figura 5.5.
Monchaca de la Fuente Moldes J.

sentos formando la paragénesis junto con la scheelita. Esta última está siempre a lo largo o muy cerca del contacto intrusivo-metasedimentos. Según Fries y Schmitter (1945) "el espesor de las zonas ricas en scheelita varía desde 1 cm hasta 17 mts. pero generalmente es de 2 mts".

En otras partes, donde el metamorfismo de contacto ha afectado a las rocas con metamorfismo regional, se presentan también hornfels y mármol, estos dos tipos de roca muestran generalmente variaciones graduales hacia el "skarn".

Los cuerpos intrusivos ocupan grandes áreas de ésta franja; su composición en la mayoría de los casos varía de granodiorita a tonalita pero también existen varios cuerpos dioríticos. Numerosos diques pegmatíticos afectan tanto a los metasedimentos como a los cuerpos plutónicos.

Las rocas plutónicas han sido datadas isotópicamente (método K/Ar) en varios lugares cercanos a los yacimientos de tungsteno (por Gastil, et al, 1974); las edades "aparentes" para ellas varían de 104.8 ± 3.2 a 67.7 ± 0.5 m.a. Por su parte, las pegmatitas indican edades de alrededor de 70 m.a.

La franja tungstenífera queda totalmente dentro de la porción norte de la franja aurífera de la misma edad, lo cual permite especular sobre la posible relación genética entre los "skarns" de tungsteno y los cercanos yacimientos hidrotermales de oro.

Los nombres de algunos de los yacimientos tungsteníferos son: La Olivia, El Fe nómeno, Marte, Ciento Pies (o Cienpiés) y Los Gavilanes.

2.- Franja Aurífera: Au (Ag)

Los yacimientos que forman esta franja consisten de vetas de cuarzo aurífero - que están encajonadas tanto en las rocas metasedimentarias del cinturón Triásico (?) -Jurásico (?) (veáse capítulo III), como en algunas de las rocas plutónicas que las

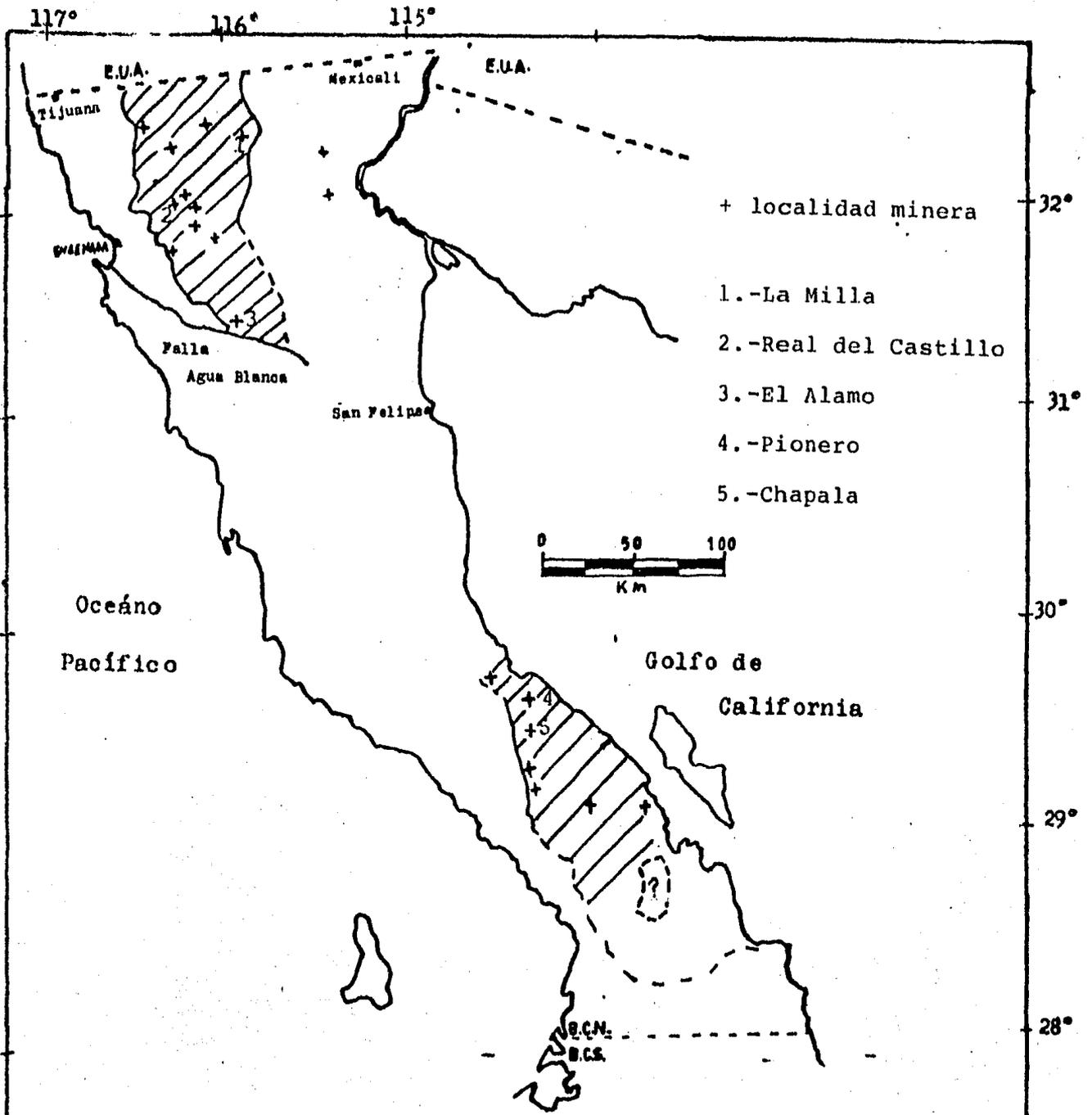


FIGURA 5.6.
 FRANJA AURIFERA (¿Cretácico superior?)

U. N. A. M.
Facultad de Ingeniería
Tesis Profesional
Figura 5.6.
Monchaca de la Fuente Moisés J.

intrusionan.

Esta franja se considera dividida en dos partes: la primera localizada en la parte norte del estado de Baja California Norte y la segunda en la parte sur de ese mismo estado (véase fig.5.6).

La parte norte de la franja inicia desde el suroeste del estado de California, E.U. (en donde hay yacimientos similares encajonados en las rocas del Esquistó Julián) teniendo como límite sur la gran Falla de Agua Blanca. Sus dimensiones son de unos 135 kms de largo por 70 kms de ancho promedio. Algunas de las localidades auríferas de esta porción son: Real del Castillo y el Distrito de El Alamo. Cabe señalar que los once yacimientos auríferos de esta parte están muy cercanos a los depósitos tungsteníferos de la franja anterior.

Al sur de la gran falla de Agua Blanca, las rocas metamórficas del cinturón Triásico (?) - Jurásico (?) desaparecen casi completamente para reaparecer hasta el sur del paralelo 30. Junto con ellas reaparecen las vetas de cuarzo-aurífero para formar la porción sur de la franja aurífera. Esta porción es adyacente al Golfo de California, su largo aproximado es de unos 180 kms por unos 40 kms de ancho promedio. Entre los siete yacimientos de esta porción están incluidas las localidades de Chapala, Pionner y El Desengaño.

Los estudios detallados y de condiciones de formación de estos yacimientos son prácticamente nulos; simplemente se hace referencia a vetas cuarcíferas con bajos contenidos de oro nativo que propician la explotación a pequeña escala, algunas veces concretándose solamente a los placeres derivados.

Los investigadores que los han estudiado consideran generalmente que los yacimientos primarios fueron generados por fenómenos hidrotermales durante la fase plutónica, señalando además la presencia de rocas intrusivas cercanas a los yacimien-

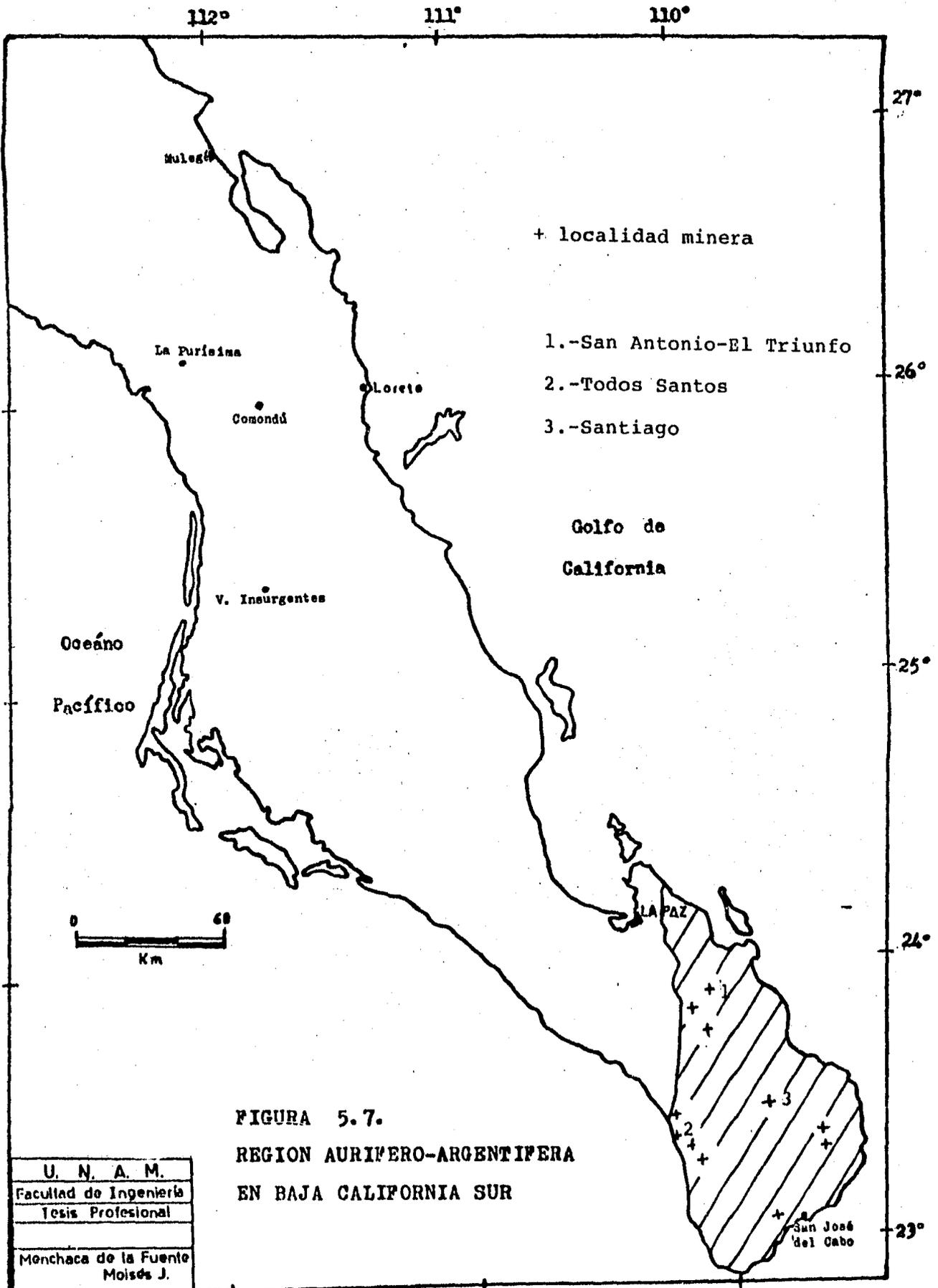
tos (Wisser, 1954; Gastil et al, 1975). Tales rocas son principalmente diques y cuerpos hipabisales, pero la relación genética de los depósitos auríferos con ellos no ha sido demostrada. Minerales de ganga como hornblenda, epidota y turmalina fueron reportados por algunos de estos yacimientos, lo cual sugiere temperaturas medianas a altas en su formación. También, la pobre calidad de las vetas en la mayoría de los yacimientos ha llevado a los geólogos de la San Diego State University, E.U. (e.g. Gastil, et al, 1975; James, T. 1973, reporte interno del C.R.M.), a proponer que los filones son debidos a la removilización por metamorfismo termal de alto grado, de antiguos placeres contenidos en las rocas sedimentarias originales del cinturón Triásico (?) - Jurásico(?).

La edad de la actividad plutónica que pudo haber dado origen a estos yacimientos es similar a la de la franja anterior, o sea de 104 ± 3.2 a 67.7 ± 0.5 millones de años antes del presente. Pero algunos depósitos están encajonados en rocas plutónicas y son a su vez cortados por diques hipabisales, lo que hace pensar que si los diques son parte de las últimas etapas de magmatismo, los yacimientos quedarían situados en las etapas intermedias del mismo.

Por otra parte, 4 depósitos (área de San Borja), cuyo contenido difiere notablemente de los yacimientos de esta franja aurífera se localizan en la porción sur de la misma. Estos yacimientos están también encajonados en las rocas metasedimentarias y plutónicas, pero su paragénesis mesothermal es más similar a las de los depósitos cenozoicos de la Sierra Pinta. Debido a que no existen relaciones de campo ni datos radiométricos concluyentes, la edad de ellos se incierta (Cretácica o Cenozoica?), por lo que por analogía mineralógica serán tratados más adelante, junto con los yacimientos de la Sierra Pinta (Región aurífero-argentífera del Cenozoico).

3.- Región Aurífero --Argentífera del Cretácico: Au, Ag (Cu, W, Sb).

La porción más meridional de la península de Baja California es una región, -



tradicionalmente minera. En ella se encuentran distribuidos yacimientos con valores de oro y plata conocidos desde mediados del siglo XVIII.

Los distritos de esta región están encajonados en rocas metamórficas cuya edad y posición en el contexto geológico mexicano son totalmente desconocidas (véase: El terreno metamórfico al sur de la Paz, cap. III), y también en las rocas plutónicas cretácicas que las intrusionan.

La región abarca un área de unos 7,000 kms cuadrados aproximadamente, ocupando toda la "punta" sur de la península, (Fig.5.7). El límite norte de la región está dado por la gran falla de La Paz, falla de movimiento lateral "izquierdo" que separa al complejo de rocas metamórficas y sus intrusiones batolíticas de las secuencias sedimentarias de la Cuenca Iray Magdalena y las rocas volcánicas de la Formación Comondú.

Los yacimientos de esta región son de tipo hidrotermal de mediana temperatura; la paragénesis mineral es amplia e incluye a las especies: arsenopirita, pirita, calcopirita, tetraedrita, estibinita, galena argentífera y esfalerita, las cuales varían en abundancia dependiendo del yacimiento, aunque generalmente las que predominan son las tres primeras. El oro se encuentra dentro de la pirita y la arsenopirita. La ganga que acompaña a los minerales metálicos consiste de cuarzo y carbonatos (calcita, ankerita y siderita).

Edades para las rocas plutónicas de esta región han sido obtenidas por Gastil, et al (1974) y por Hausback (1984), ambos usando el método potasio-argón. Tal método indica el emplazamiento de una diorita de hornblenda hace 115 m.a. (edad más antigua); para una granodiorita cerca de El Triunfo, las edades obtenidas fueron de 85.7 ± 1.5 y 84 ± 1.7 m.a. Una tercera edad corresponde a una granodiorita localizada al norte de San José del Cabo, con 73.2 ± 2.0 m.a.

Las relaciones de estas rocas plutónicas con las del complejo metamórfico es claramente intrusiva en algunas partes pero en otras es compleja. Esto último sucede también con la relación entre las propias rocas plutónicas, sugiriéndose así un alto grado de deformación en la región. Por ejemplo, la relación entre las dos primeras rocas plutónicas con edades antes mencionadas es a través de un contacto tectónico que está mineralizado (Tajo San Antonio).

El hecho de que la mineralización se encuentre encajonada en algunas de las rocas plutónicas sugiere que su edad es post-Cretácico superior, probablemente de principios del período Terciario, coincidiendo con una fase de movimientos compresivos y la tectonización de las rocas encajonantes.

Las localidades mineras más importantes de esta región son las pertenecientes al distrito de San Antonio-El Triunfo, el cual cuenta con tres sistemas principales de vetas, varios sistemas secundarios y gran cantidad de obras mineras. Otro distrito incluido en la región es el de La Trinidad, donde se hallan minas como El Contrabando y El Cajoncito. Se incluyen también a los yacimientos de Santiago y San José del Cabo. Además, dentro de la región existen algunas localidades con depósitos de placer (e.g. área de Juan Márquez).

OLIGOCENO

Región Fosforítica: P₂ O₅ (U)

Los yacimientos de fosforita ocupan cuatro áreas de la parte sur de la península de la Baja California, estas son:

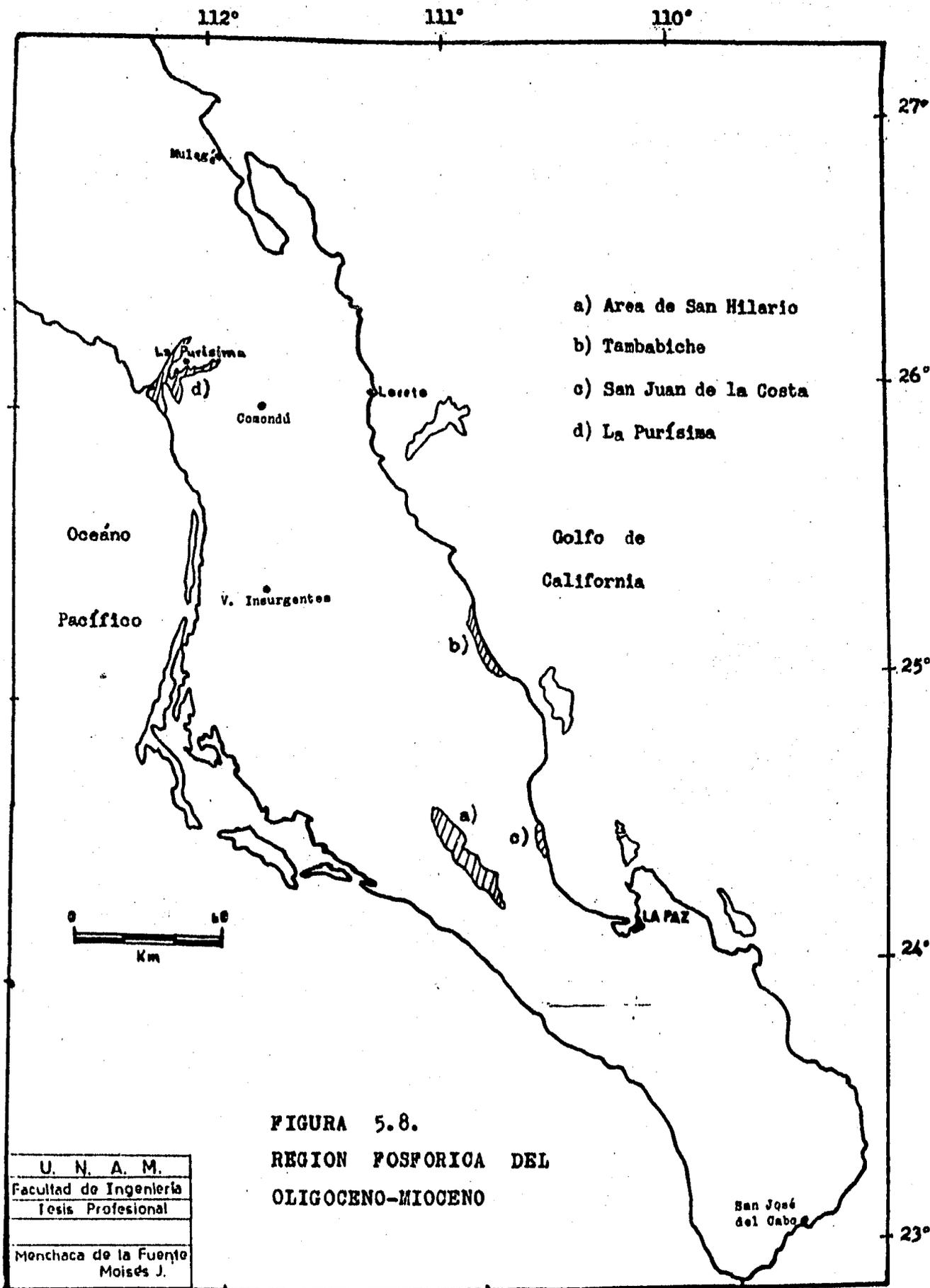
1) Area de San Hilario; ubicada entre los meridianos 110°50' y 111°20' y entre los paralelos 24°10' y 24°40'. En una faja de 70 kms de largo por 4 o 5 kms de ancho aproximadamente.

2) Area de San Juan de la Costa, localizada en la costa del Golfo de California, con coordenadas geográficas 24°20' a 24°30' de latitud norte y 110°40' a 111°42' de longitud oeste.

3) Area de Tambabiche, también en la costa del Golfo de California, Coordenadas geográficas de 25°07' a 25°23' de latitud norte y de 110°50' a 111°01' de longitud oeste.

4) Area de Purísima, con afloramientos localizados en el fondo del arroyo La Purísima (aproximadamente de 26°10' a 26°18' de latitud norte y entre 112°03' a 112°20' de longitud oeste).

Los depósitos fosforíticos consisten de algunos horizontes de areniscas fosforíticas que componen la Formación San Gregorio (Beal 1948; en Morán-Zenteno, 1982), también referida como Formación Monterrey, por su similitud litológica con la formación de ese nombre que se presenta en la Alta California (Darton 1921; en Hausback 1984; Mina 1957; Ojeda 1979). El espesor de la Formación San Gregorio es de cerca de 100 metros en la zona de San Hilario; 127 m en las áreas de San Juan de la Costa y Tambabiche y de sólo 72 m en el área de La Purísima. En esta última área la formación consiste de una secuencia de interestratificaciones comunmente fosfáticas de lutita silíceo, diatomita, arenisca fosfática oolítica y toba riolítica.



- a) Area de San Hilario
- b) Tambabiche
- c) San Juan de la Costa
- d) La Purísima

FIGURA 5.8.
REGION FOSFORICA DEL
OLIGOCENO-MIOCENO

U. N. A. M.
Facultad de Ingeniería
Tesis Profesional
Monchaca de la Fuente Moisés J.

tica . En el área de San Hilario la litología es similar pero con silicificación diagenética en menor grado que en La Purísima. Las expresiones de la formación - San Gregorio en la costa del Golfo de California (áreas de San Juan de la Costa y Tambabiche) contienen arenisca tobácea, pedernal (medianamente diatomáceo), arenisca con gran cantidad de fósiles de ostrácodos y arenisca fosfática oolítica.

Las areniscas con gran contenido de material fosforítico tienen grano fino a medio y están compuestas por un gran porcentaje (50-80%) de oolitos de colofanita, término con el que se designa a un grupo de minerales amorfos estrechamente relacionados entre sí. Los componentes más comunes del colófano son los fosfatos de calcio, especialmente las diversas variedades de apatita (flúor-apatita, clor-apatita, hidroxí-apatita, etc). La fórmula general puede ser escrita $Ca_{10}(PO_4, CO_3)_6(F, Cl, OH)_2$. La estructura de la apatita favorece una amplia variedad de sustituciones menores. Por ejemplo, el PO_4 puede ser sustituido por cantidades equivalentes de $VO_4, As_2O_4, SO_2, CO_3$; la posición del F puede ser parcial o totalmente ocupada por F, Cl u OH y cantidades menores de Mg, Mn, Sr, Pb, Na, U, Ce e Y, además de Tierras Raras que sustituyen al Ca. Estas sustituciones explican porqué las fosforitas tienen cantidades no usuales de algunos elementos como vanadio, uranio y Tierras Raras.

El marco tectónico que predominaba durante la formación de las fosforitas fue un régimen de subducción; las características estructurales de la plataforma continental (con pendientes fuertes), aunadas a la posición geográfica, propicia para la confluencia de dos tipos de corrientes marinas (de aguas frías y calientes), son los factores que favorecieron el depósito de materiales fosfáticos.

Hausback (1984), menciona dataciones isotópicas (método K-Ar), realizadas por él en las tobas de varias áreas de afloramiento de la unidad estratigráfica en la

que se encuentran los horizontes de fosforitas. Tales dataciones arrojan valores que oscilan entre 27.2 a 23.4 m.a. antes del presente. Dicho autor también hace referencia al descubrimiento de algunos fósiles como el cocolitofórido (Dictyococites bisectus), que apoyan una edad del Oligoceno para esas rocas.

Por estos motivos, resulta quizá mas conveniente el considerar al nombre local de Formación San Gregorio para el paquete rocoso que contiene a la facies fosforítica, en lugar del nombre de Formación Monterrey, propuesto solamente por correlación litológica con rocas del Mioceno Medio aflorantes en la Alta California, E.U.

MIOCENO-PLIOCENO

1.- Franja Manganesífera: Mn (Fe)

Los yacimientos formados por minerales de manganeso rellenando fracturas - constituyen una larga franja con dirección NW-SE semiparalela a la orientación de la península. Esta franja se extiende por la porción oriental del estado de Baja California Sur, siguiendo la costa del Golfo de California. Su longitud es de unos 250 kms aproximadamente, con un ancho promedio de unos 12 kms (veáse fig. n.5.9).

Las rocas que contienen a las vetas manganesíferas son generalmente los depósitos volcánicos primarios (lavas y tobas andesíticas) de la Formación Comondú.- Solamente en los yacimientos de las Islas de San Marcos y del Carmen, así como en San Juanico las vetas aparecen en rocas sedimentarias marinas (areniscas fosilíferas), con gran contenido de material volcánico.

Esta franja manganesífera traslapa al norte con la región del Golfo, en la cual está contenido el yacimiento de manganeso de Lucifer. Este yacimiento pertenece a otros procesos de concentración, por lo que no está incluido dentro de la presente franja, sin embargo, es importante hacer notar que bajo las rocas pliocénicas que encajonan a Lucifer persisten vetillas manganesíferas menores dentro de la Formación Comondú.

La mineralización de los yacimientos de esta franja forma sistemas de vetas y vetillas reticuladas, pero en el sentido vertical es muy irregular, ya que en algunas fracturas el mineral desaparece dentro de los 3 mts a partir de la superficie y en otras persiste a gran profundidad (hasta 100 mts aproximadamente).

La mena está constituida principalmente por óxidos negros que suelen presentarse en forma de masas compactas, en ocasiones bien cristalizadas; y también en

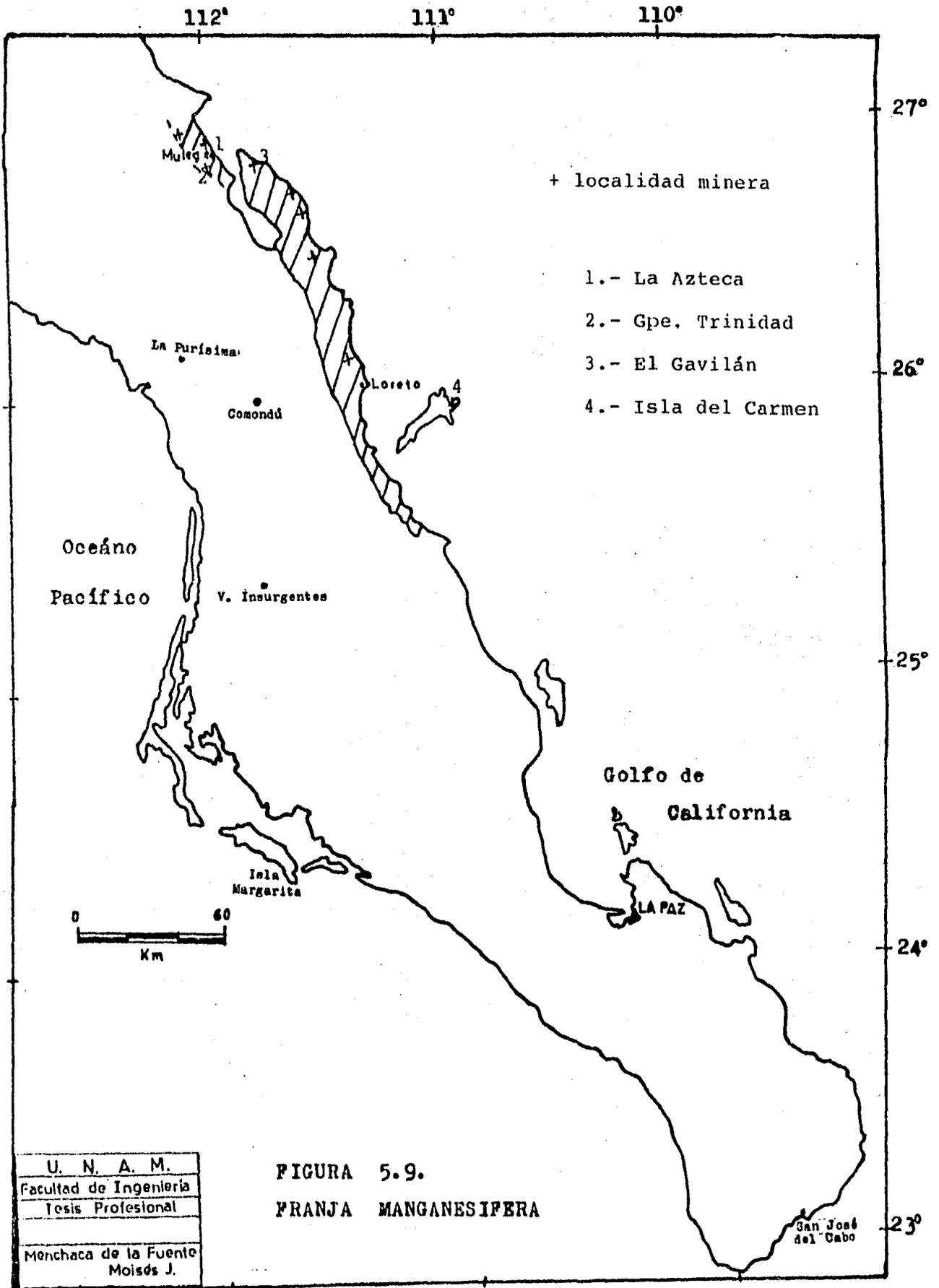


FIGURA 5.9.
FRANJA MANGANESIFERA

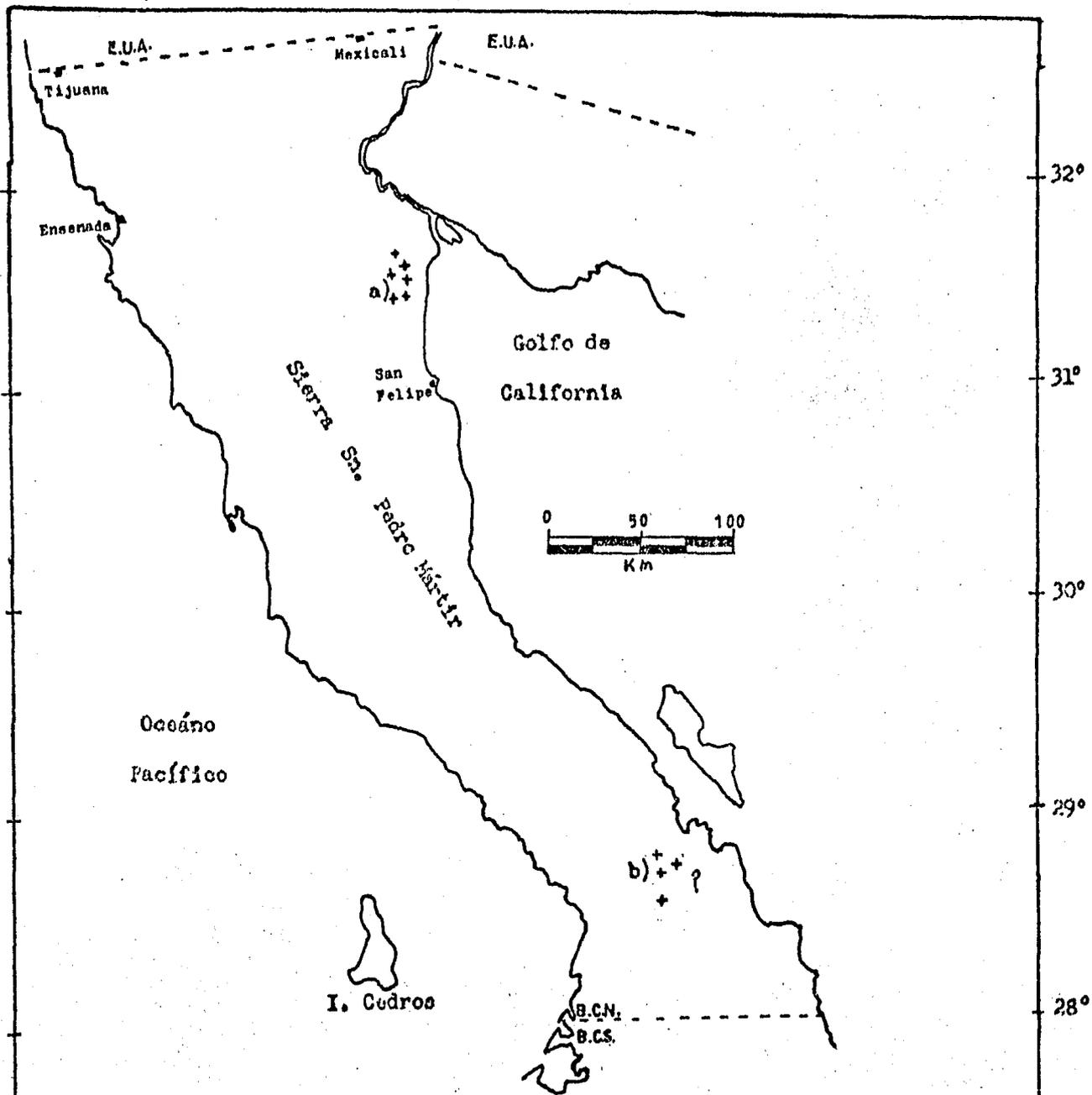
U. N. A. M.
Facultad de Ingeniería
Tesis Profesional
Menchaca de la Fuente Moisés J.

forma pulvurulenta. Estos óxidos, con alta calidad de manganeso son psilomelano y pirolusita; se tienen además manganita y wad. Todos ellos se asocian a los silica tos bustamita y rodonita y también, aunque más raramente a yeso, cuarzo y barita. Una abundante ganga de calcita color negro está íntimamente ligada al manganeso; además, se tiene la particularidad de que la roca encajonante aparece mezclada con la mena en algunas partes. La limonita y hematita aparecen generalmente en los res paldos de las vetas. Las impurezas más comunes suelen ser cantidades de bario, tungsteno y, en algunos casos como el de El Gavilán, cantidades considerables de plata.

Existen muy pocos estudios detallados sobre estas formas de manganeso en Baja California. En los yacimientos conocidos las obras de exploración y desarrollo son en general muy superficiales para poder determinar las características del mineral a profundidad, por tales motivos es difícil un concepto referente al verdadero ori gen y procesos de formación de estos yacimientos, sin embargo, es notoria cierta analogía con otros yacimientos manganésíferos encajonados en rocas volcánicas, tales como son los de la franja que corre por la porción noreste de los estados de Jalisco, Michoacán y Guerrero (con yacimientos como Yahualica, Jal., Almoloya, Gro.) la cual fué definida por Nuñez y Torres (1984). En esos yacimientos del México con tinenta las rocas encajonantes varían de ácidas a intermedias y su edad es tercia ria. Para el caso de los yacimientos de Baja California, las evidencias de campo indican al Mioceno superior como edad probable de mineralización. Ejemplos de loca lidades manganésíferas son: La Azteca, El Gavilán, Guadalupe, San Juanico, Eureka, Punta Mangles, Santa Teresa y Santa Rosa.

2.- Región Aurífero-argentífera: Au, Ag (Pb, Zn, Ba).

La región aurífero-argentífera cenozoica está formada por un grupo de manifes



a) Sierra Pinta

b) San Borja (¿Cretácica o Cenozoica?)

U. N. A. M.
Facultad de Ingeniería
Tesis Profesional
Manchaca de la Fuente
Moisés J.

FIGURA 5. 10

REGION AURIFERO-ARGENTIFERA DEL CENOZOICO

taciones minerales que se localizan en dos áreas: la porción nororiental del estado de Baja California Norte, a unos cien kilómetros al sur de la ciudad de Mexicali, y la porción suroriental, a unos cien kilómetros al norte del límite estatal. (fig.n.5.10).

La región del norte tiene un área de unos 614 km², abarcando la llamada Sierra Pinta. La litología encajonante comprende rocas extrusivas terciarias cuya composición varía de andesítica a riolítica (con ligero predominio de las primeras) y rocas metamórficas pertenecientes al cinturón Paleozoico nororiental descrito en el capítulo III.

Los depósitos existentes en la Sierra Pinta son de origen hidrotermal, formados por el relleno de fisuras; el emplazamiento de ellos fue controlado por sistemas de fallas y fracturas con rumbo NE-SW principalmente y en menor proporción por otro sistema con rumbo NW-SE. Otro factor del control de la mineralización es el de los contactos litológicos, como en el caso de la mina Jueves Santo, en la que la veta se localiza entre esquistos y calizas paleozoicas.

Las manifestaciones minerales son de poca magnitud, tanto en longitud como en anchura y profundidad; generalmente no pasan de 50 metros de longitud, el ancho promedio es de 0.50 m y la profundidad conocida de ellos es de 10 metros en promedio.

La asociación mineralógica no ha sido bien estudiada, simplemente se mencionan valores auro-argentíferos (?) y minerales como pirita, esfalerita y galena. La ganga está formada por cuarzo, calcita y barita. Asimismo, existe ligera silificación y otras alteraciones hidrotermales no bien definidas por quienes han estudiado los yacimientos.

Datos de isotopía para las rocas volcánicas encajonantes han sido bien documentados por McEldowney (1970); quién señala que las edades para ellas varían de 6.5 a 9 millones de años antes del presente (Mioceno superior), lo cual da idea sobre la edad de mineralización.

Las minas que componen esta región son: Moctezuma, Noche Buena, La Fortuna, Jueves Santo y El Picacho, además de otros prospectos.

Hacia el sur del mismo estado de Baja California Norte se presenta otra región con mineralizaciones similares. Esta es el área de San Borja, que incluye minas como San Juan, Chapala y Kentucky.

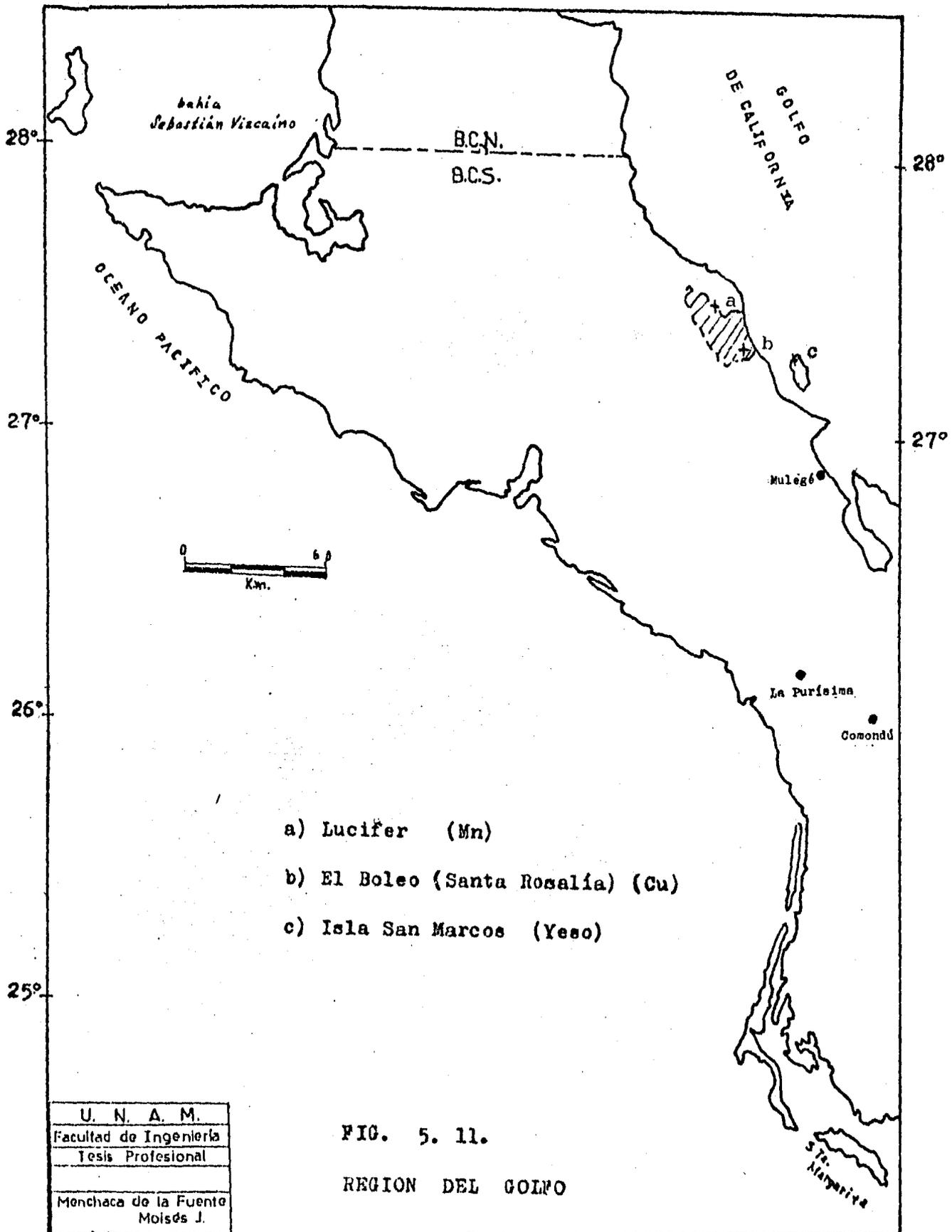
La mineralización en esta área se presenta en forma de vetas de rumbo NW-SE, encajonadas en rocas plutónicas cretácicas y rocas metamórficas de probable edad Triásico-Jurásico. Tales vetas consisten de cuarzo, ortoclasa y calcedonia con la asociación metálica de pirita, arsenopirita, galena, esfalerita (var. marmatita) y hematita. Los valores de oro y plata están contenidos en los sulfuros. Las alteraciones hidrotermales consisten en epidotización, cloritización y sericitización.

La calidad del mineral en estos yacimientos hidrotermales de San Borja es buena, propiciando pequeñas obras de explotación actual, por ejemplo, San Juan posee leyes de 2.64 grAu/tn, y 317 grAg/tn; Kentucky por su parte, exhibe leyes de 24 gr/tn de oro y 44 gr/tn de plata.

Debido a que no existen datos isotópicos ni relaciones de campo concluyentes, se ignora si estos yacimientos de San Borja son de edad Cretácica o Terciaria.

3.- Región del Golfo: El Boleo (Cu) y Lucifer (mn).

A pesar de ser, en cuanto a extensión, la más pequeña de las regiones definidas para Baja California, la región del Golfo es muy importante económicamente, ya



- a) Lucifer (Mn)
- b) El Boleo (Santa Rosalía) (Cu)
- c) Isla San Marcos (Yeso)

U. N. A. M.
Facultad de Ingeniería
Tesis Profesional
Menchaca de la Fuente Moisés J.

FIG. 5. 11.

REGION DEL GOLFO

que en ella se encuentran el gigantesco yacimiento de cobre de El Boleo (ahora ya casi completamente explotado) y el yacimiento de Lucifer, el cual durante varios años de la década de los cincuenta ocupó el primer lugar como productor de manganeso del país, contando todavía con algunas reservas de dicho metal.

La región se localiza en la parte nororiental del estado de Baja California Sur, en la franja costera del Golfo de California. El área que ocupa es de unos 100 kilómetros cuadrados (véase fig.n.5.11), que es la correspondiente a la exposición de la Formación Boleo, cuyas rocas sirven de encajonante a la mineralización.

La formación Boleo está constituida por capas interestratificadas de toba y conglomerados andesíticos y latíticos, caliza tobácea con fósiles, arenisca fosilífera y yeso. Los fósiles Ostrea Vespertina Conrad, con alcance del Plioceno inferior al Plioceno superior y Pecten (Eurola) Keepi Arnold, del Plioceno inferior, son reportados por Wilson y Veytia (1949), como contenidos en la caliza, atestigüando con ello la edad del Plioceno inferior para la formación. El contacto inferior de la Formación Boleo es con la Formación Comondú, a través de una discordancia erosiva que pone en evidencia la transgresión de las aguas del Golfo sobre el terreno volcánico continental.

La mineralización se presenta en forma de mantos burdamente interestratificados con las capas de tobas arcillosas de composición bentonítica que descansa sobre estratos lentiformes de conglomerados. En la porción sur de la región existen cinco mantos principales con minerales de cobre, que corresponden al yacimiento de El Boleo (o Santa Rosalía). El yacimiento de Lucifer se localiza en la porción norte de la región y comprende un manto principal con minerales de manganeso.

En El Boleo la mena incluye a las especies calcopirita y calcocita, disemina-

das en forma mas o menos homogénea en los mantos; bornita, covelita y más raramente galena y esfalerita están también presentes.

En Lucifer las especies mineralógicas principales incluyen al criptomelano, pirolusita y óxidos hidratados de manganeso. El contenido promedio de este elemento varía de 45 a 49% y su tonelaje es del orden de las 300,000 toneladas.

Existen muchas controversias en cuanto al origen de los yacimientos de esta región, las hipótesis varían desde hidrotermales hasta netamente sedimentarios y gran parte de ellas fueron bien resumidas por Wilson y Rocha (1957) sin embargo es un hecho que la mineralización tanto en El Boleo como en Lucifer está relacionada con estratos o capas de tobas bentoníticas. Tal relación sugiere fuertemente un origen singenético (o casi singenético), ligado espacial y temporalmente al proceso de apertura del Golfo de California (ambiente de ruptura cratónica).

VI. EVOLUCION TECTONICA DE FRANJAS Y REGIONES METALOGENETICAS.

El establecimiento de la evolución metalogenética de una zona no es, de manera alguna, un trabajo sencillo. Para lograrlo hay que conocer y tomar en cuenta -- una gran cantidad de parámetros que determinan la presencia de concentraciones metálicas anómalas. La posición en el tiempo ha sido el primer gran problema a resolver; sobre tal característica se tienen ya, para el caso que nos ocupa, una buena cantidad de investigaciones geocronológicas efectuadas por diversos autores en -- tiempos recientes.

Sin embargo, los modelos metalogenéticos deben considerar factores muy importantes como son la fuente, los mecanismos de transporte y depositación de los cuerpos minerales. La obtención de la información sobre tales factores requiere una -- gran cantidad de investigación que involucra aspectos tales como mineragrafía, petrografía, cristaloquímica, microtermometría, geoquímica, isotopía, microsonda electrónica, etc., que actúen en conjunción y apoyo de los trabajos que geología -- de campo.

Con base en las investigaciones a diferentes escalas se puede reconstruir la sucesión de hechos que dieron origen a las concentraciones minerales, teniendo -- siempre en cuenta parámetros tales como: espesor y edad de la corteza, características geoquímicas y geofísicas de la misma, flujo térmico involucrado, isótopos estables, radioactivos, geología estructural a diferentes escalas, composición química y mineralogía de la roca encajonante, naturaleza química de los yacimientos y mecanismos físico-químicos de transporte y depósito.

Careciendo en forma considerable de las investigaciones ya mencionadas para --

los yacimientos que existen en el territorio peninsular de la Baja California, el establecimiento y completo conocimiento sobre los fenómenos metalogénéticos se encuentra limitado en algunos aspectos. Aún así, el análisis sobre el comportamiento geográfico y cronológico de los yacimientos minerales de la Baja California permite vislumbrar algunos puntos importantes como es el notable control ejercido por las diversas unidades litotectónicas en la distribución de los diferentes depósitos, lo cual comprueba la influencia de la corteza preexistente sobre la evolución de los yacimientos.

No menos importantes como factores controladores del desarrollo evolutivo son los procesos por los cuales fueron producidas las concentraciones. Tales procesos serán discutidos en forma particular en el transcurso de este capítulo.

Por otra parte es necesario señalar que el desarrollo de este capítulo está basado en algunos conceptos aceptados por la moderna metalogenia. Tales conceptos definidos en primera instancia por Routhier (1980) son:

- Metalotectón: Todo objeto geológico que ha (o parece haber) contribuido a la edificación de una concentración mineral. Los metalotectones se reparten según sea; el depósito, al transporte, a la filtración o a la fuente de los elementos constitutivos del yacimiento.

- Metalotectón primordial: Metal potencial (Cu, Au, Ag, Pb, Zn, Mn, etc.).

- Metalotectón revelador: Son todas aquellas manifestaciones que conduzcan al descubrimiento de una o un grupo de concentraciones minerales. Algunas de esas manifestaciones son:

Rasgos estructurales (alineamientos), dominios de alteración continental, zonas paleogeográficas que se traducen por facies favorables, manifestaciones magná-

ticas (intrusivas o extrusivas) condicionadas todas a estructuras tectónicas ante riores. La época metalogenética es aquella durante la cual funcionaron los facto-- res responsables de una mineralización y en la cual se producen las concentracio-- nes más importantes.

Así, en este capítulo se atiende a la exposición cronológica de los metalotec-- tones reveladores; principalmente el marco tectónico, el tipo de yacimiento genera-- do, la asociación mineralógica y la época metalogenética. Se incluyen además, las-- descripciones de algunos yacimientos que reúnan las características metalogenéti-- cas definidas para un metalotectón.

TRIASICO - CRETACICO INFERIOR (Hasta Neocomiano).

En los capítulos de Geología Regional y Tectónica fue descrita la existencia-- de un arco volcánico submarino e insular iniciado durante el Triásico superior y - que se extendió hasta el Cretácico inferior. Como se vió, las rocas asociadas a -- tal arco se encuentran en afloramientos generalmente reestringidos al área Vizcaí-- no-Cedros. Tales rocas, sin embargo, están caracterizados por la presencia de yaci-- mientos minerales de Cu, Au, Cr y Mg, que muestran haber estado íntimamente liga-- dos al desarrollo del arco insular.

1) Complejos Ofiolíticos.

Se acepta actualmente que las ultrabasitas estratificadas son fragmentos de - la corteza oceánica y del manto superior; fragmentos que afloran en superficie de-- bido a la colisión entre un continente y un océano o entre un continente y un arco insular. Tales fragmentos son los llamados complejos ofiolíticos. No todas las aso-- ciaciones de rocas ultrabásicas y básicas pueden ser partes de complejos ofiolíti-- cos, el criterio de distinción es la secuencia típica e ideal del complejo ofiolíti-- tico, establecida en forma oficial en la Penrose Conference (1972). En forma muy -

general, la secuencia ofiolítica está constituida de abajo hacia arriba por:

- a) Rocas ultramáficas (harzburgitas, iherzolitas, peridotitas, dunitas) usualmente con textura metamórfica y parcialmente serpentinizadas.
- b) Rocas gabroicas conteniendo cúmulos de peridotitas y piroxenitas usualmente menos deformadas que las rocas anteriores.
- c) Complejo de diques máficos.
- d) Conjunto de lavas almohadilladas.

Las rocas asociadas a esta secuencia son:

- 1) Cuerpos podiformes de cromita, generalmente asociados a los cuerpos de dunita.
- 2) Cubierta silíceo sedimentaria incluyendo lutita, pedernal y en menor cantidad calizas.

De acuerdo con los geólogos que han estudiado las rocas ultrabásicas de la península de Baja California (Moore 1975; Kilmer 1977; Rangin 1978), estas pertenecen a complejos ofiolíticos parcialmente desmembrados, pues cumplen con la secuencia descrita anteriormente. Sin embargo, existe incertidumbre acerca de la forma y lugar de emplazamiento, Moore (op cit), por ejemplo, considera que las rocas ofiolíticas fueron emplazadas por fenómenos de obducción de la paleoplaca Farallón; Kilmer (1977), comparte tal opinión, señalando que la ofiolita de la isla Cedros cabalga sobre una secuencia de esquistos azules en una falla de desplazamiento lateral con rumbo NE-SW y buzamiento hacia el NW. Rangin (1978) por su parte, afirma que los complejos ofiolíticos corresponden a partes de la corteza del mar marginal las cuales fueron atrapadas y desplazadas hacia el oeste durante el proceso de co-

lisisión entre el arco volcánico y el continente, con el consecuente cierre del margi-nal.

Rangin (op cit), considera a algunos complejos ofiolíticos como de edad pre--Jurásico medio, quizá triásicos, en tanto que a otros los considera del Jurásico - superior.

Lo que es importante señalar es que todos los afloramientos de rocas ofiolíti-cas en la Baja California son de pequeña magnitud y exhiben complejas relaciones - con los terrenos adyacentes; lo cual se traduce en la poca probabilidad de existen-cia de yacimientos cromíferos de importantes dimensiones, ya que es una caracterís-tica de que a mayor dimensión del complejo ofiolítico mayor es el yacimiento que - contiene.

2) Yacimientos de Cu-Au.

Existen dos alternativas al tratar de establecer la evolución tectónica de -- los terrenos vulcano-plutónicos del área Vizcaíno-Cedros; la primera es considerar que dichos terrenos permanecen "in situ" o han sido desplazados muy poco. La segun-da es considerar su aloctonía.

El primer caso implica la continuidad hacia el sur de las rocas pre-A-lisitos, que afloran en pequeñas ventanas en la parte occidental del estado de Ba-ja California Norte.

La aloctonía de los terrenos se presta a diversas especulaciones, sin embargo es un hecho que los diversos terrenos que componen el Area Vizcaíno-Cedros mues-tran complejas interrelaciones de tipo estructural. Tanto los terrenos ofiolíticos como los vulcano-plutónicos de la Sierra San Andrés-Vizcaíno, están separados en-tre sí por fallas de desplazamiento lateral con rumbo NE-SW. En cambio, las rocas-

de arco de la parte norte y occidente de la península de Vizcaíno están afectadas por grandes fallas regionales de rumbos NW-SE.

De cualquier manera, la presencia de yacimientos de cobre y oro restringida solamente a los terrenos vulcano-plutónicas del área Vizcaíno-Cedros, su invariable asociación con las rocas plutónicas de tales terrenos así como por inferencia de otros yacimientos del mismo tipo, contenidos en terrenos de arco magnético que se localizan en la parte occidental de América del Norte (Titley y Beane, 1980) y América Central (Kesler, 1978), se puede suponer la contemporaneidad entre los emplazamientos plutónicos del arco y la formación de los depósitos minerales. De esta manera, la época metalogénica (Js-Ki), está indicada por las dataciones de las rocas intrusivas, las cuales arrojan un valor más antiguo de 154 ± 3 m.a., para una tonalita de la parte central de la Península Viscaíno (Castil et al, 1981). Las tonalitas de Punta Ascensión (al SE de San Roque), tienen edades de 143 ± 3 m.a.; para el caso de la Isla Cedros, se tienen edades respectivas de 142 ± 13 y 148 ± 6 m.a. para una granodiorita y diorita cercanas al depósito cuproaurífero de la punta norte de la isla (Suppe y Armostrong, 1972).

CRETACICO INFERIOR - MEDIO (Aptiano-Cenomaniano).

Después de un ligero cese (¿Hauteriviano-Barremiano?), el arco magmático que bordear por el occidente al cratón de Norteamérica, reanuda su actividad con una gran intensidad durante el período Aptiano-Cenomaniano, dando lugar al depósito de los gruesos espesores que componen la Formación Alisitos.

Las consecuencias metalogénicas de esta época se refieren al desarrollo de yacimientos tipo "skarn", hidrotermales st. (vetas de fisura) a hidrotermales asociados a estratovolcanes (pórfidos), originados todos por la actividad vulcano-plutónica y encajonados dentro de las mismas rocas del arco.

La generación de los yacimientos por los cuerpos intrusivos permite la correspondencia entre las dataciones isotópicas y la época metalogénica. De esta manera puede decirse que los depósitos se formaron entre los 95 y 120 millones de años antes del Presente (Cratácico inferior-medio).

La paleogeografía de esta edad indica que los yacimientos al norte de la Falla de Agua Blanca evolucionaron en un ambiente de arco continental, pues ese fragmento ya había sido elevado al acrecionarse el borde cratónico. En contraste, los yacimientos al sur de la discontinuidad de Agua Blanca se desarrollaron en un ambiente de arco insular.

1) "Skarns" Ferrífero-Cupríferos.

Los depósitos de "skarn" cálcico-magnetita son virtualmente el único tipo de skarn encontrado en terrenos de arcos insulares oceánicos (Einaudi, et al, 1980). Tienen una gran distribución en los Urales, en las Filipinas y en la costa de la Columbia Británica. Los rasgos característicos incluyen: 1) su asociación con "stocks" de diorita epizonal emplazada en basalto-andesita co-genética; 2) una gan

ga calcosilicatada rica en Fe que consiste de epidota-grandita-ferrosalita con la retrógrada clorita-actinolita, que refleja estados de oxidación intermedia; 3) extensas alteraciones de epidota-piroxeno o albita-escapolita de rocas plutónicas y volcánicas; 4) un bajo contenido de sulfuros y 5) una serie metálica menor de Cu, Zn, Co y Au. Los sulfuros menores indican bajos estados de sulfuración e incluyen pirrotita, arsenopirita, calcopirita y esfalerita; la cobaltita y la bornita se presentan comúnmente en cantidades traza.

"Los cuerpos de magnetita muestran típicamente una asociación especial con zonas de granates o se presentan en calizas más allá del skarn" (Einaudi et al., 1980). Las morfologías de los depósitos varían de los relativamente pequeños e irregulares depósitos en el contacto, de 5 a 20 millones de toneladas (en Norteamérica y Japón), a los inmensos cuerpos estratiformes de decenas a cientos de metros de espesor y varios kilómetros de longitud, presentes en los Urales, Siberia occidental y las Filipinas.

Para ejemplificar a los "skarns" ferríferos de la península de la Baja California se ha elegido al yacimiento de "Santa Ursula", por ser el de mayores dimensiones y uno de los dos únicos susceptibles de ser explotados en la actualidad.

Yacimiento Ferrífero de Santa Ursula, B. C. N.

Este depósito se localiza en las coordenadas geográficas: 29°59' de latitud-norte y 115°19' de longitud oeste. Rocas epizonales cobren grandes áreas alrededor del yacimiento. Estas rocas son de composición traquiandesítica (pórfidos) y se encuentran también algunos diques de composición de pórfido riolítico.

Las rocas extrusivas están representadas por andesitas y traquiandesitas porfídicas que en algunas partes gradúan hacia su correspondiente intrusivo. Hacia el sur del yacimiento existen calizas que muestran una gran erosión, así como eviden-

cias de recristalización y menos comúnmente reemplazamiento por mineral de fierro en pequeñas cantidades. Los estratos, tanto de caliza como de volcánicos están totalmente dislocados por efecto de los intrusivos.

El depósito consiste de dos cuerpos ferríferos principales. El primero tiene una forma irregular, alargada hacia el NE y está formado por masas ferríferas compactas, tiene una longitud de unos 500 metros y una anchura media de 90 m, en gran parte está cubierto por detritos.

El cuerpo número dos se localiza hacia el NW del cuerpo 1 y tiene una posición casi horizontal, teniendo un espesor promedio de unos cuatro metros sin saberse su real longitud pues desaparece bajo material detrítico. El material ferrífero descansa sobre estratos volcánicos y reemplaza a probables lentes calcáreos y/o a las mismas capas volcánicas. La composición mineralógica en ambos cuerpos es de magnetita, hematita y en menor cantidad limonita; en el cuerpo 1 es notable la gran cantidad de sílice presente; al cuarzo y la turmalina son una ganga común. Se tienen también varios cuerpos aislados de pequeña magnitud, que se presentan alineados en una misma dirección, pudiendo ser un solo cuerpo oculto en parte.

Según datos del Consejo de Recursos Minerales, las reservas positivas del cuerpo 1 son del orden de 2'327,249 tn; para el cuerpo 2 las reservas positivas son de 97,376 ton, en tanto que para los cuerpos aislados tales reservas están calculadas en 187,564 ton. La ley para ellos en general es de 65% de Fe.

2) Yacimientos Cupríferos (Pórfidos y vetas).

La estrecha relación de yacimientos cupríferos y complejos batolíticos es conocida en varios lugares del mundo, particularmente en los fuertemente deformados, aplanados y levantados márgenes del océano Pacífico. En muchos de esos lugares es observable además la asociación de rocas volcánicas ligadas genéticamente a los cuer

pos intrusivos (complejo vulcano-plutónico).

Los yacimientos cupríferos en tales complejos vulcano-plutónicos son manifestaciones de grandes sistemas hidrotermales relacionados con las intrusiones (Tittley y Beane, 1980), e incluyen además de las vetas de fisura a yacimientos muy característicos y bien estudiados, que son los pórfidos cupríferos.

La contemporaneidad entre la mineralización de los pórfidos cupríferos y el plutonismo, metamorfismo, diastrofismo y vulcanismo ha quedado demostrado por varios autores (Livingston, et al, 1968; Damon y Mauger, 1966). Un modelo de pórfidos cupríferos asociados a estratovolcanes fue propuesto por Sillitoe (1973), Branch (1976), Damon, et al, (1983) y últimamente por Sillitoe y Bonham (1984). En esos modelos el "stock" porfirítico representa las raíces de estratovolcanes originados a partir de zonas de Benioff.

La fuente de los metales en estos yacimientos es motivo de gran controversia, sin embargo, la presencia de pórfidos cupríferos encajonados en una gran diversidad de rocas parece indicar que el cobre proviene del magma original. Damon, et al (1983), proponen la siguiente hipótesis sobre el origen del cobre en estos yacimientos:

- 1) Las altas concentraciones de cobre están presentes en el magma basáltico original.
- 2) El magma original es modificado por procesos de asimilación y diferenciación, produciendo magmas graníticos calco-alcalinos.
- 3) Esos magmas calco-alcalinos forman las raíces de los arcos volcánicos en los que los volcanes son la expresión superficial.
- 4) Cada volcán forma un orificio nodal a través del cual la presión se equi-

libra con la salida de volátiles.

5) Soluciones hidrotermales transportan a los metales del batolito calco-alcalino a las raíces hipabisales del volcán, en donde son precipitadas en las diferentes formas observadas en los pórfidos cupríferos.

De esta manera, los yacimientos que forman la franja cuprífero-aurífera del estado de Baja California Norte, pertenecen a los sistemas hidrotermales antes mencionados y de los que a excepción de "El Arco", solamente son observables los niveles más someros de la mineralización.

El conjunto de los yacimientos de "El Arco" y "Calmallí" es un ejemplo claramente representativo del sistema pórfido-vetas de cobre.

Sistema El Arco - Calmallí.

La zona de El Arco-Calmallí se localiza en la parte sur del estado de Baja -- California Norte, casi en el centro geográfico del territorio peninsular; sus coordenadas geográficas son: 28°01' a 28°05' de latitud norte y 113°25' a 113°26' de -longitud oeste. La geología del área incluye tres unidades litológicas de la Formación Alisitos, correspondientes a: 1) rocas volcánicas, principalmente andesitas, con basaltos y decitas subordinados 2) rocas volcaniclásticas (arenisca volcánica) y 3) rocas sedimentarias (caliza y caliza arenácea). Las relaciones estratigráficas entre ellas no están bien definidas ya que los procesos de deformación y fracturación del Cretácico superior han plegado isoclinalmente y alterado las capas de la deformación Alisitos.

La roca encajonante de la mineralización es una andesita porfídica conteniendo grandes cristales de plagioclasas y augita en una matriz bastante alterada por efectos metamórficos y metasomáticos asociados a la actividad termal batolítica, -"sin embargo, texturas relictas tales como amígdalas rellenas de clorita, cuarzo y

epidota sugieren que la roca original fue formada en un ambiente cercano a la superficie" (Echavarrí y Rangin, 1978). Los patrones composicionales del intrusivo relacionado colocan a "El Arco" dentro de los pórfidos de "tipo diorítico", similar a algunos de América Central (Minas de Oro, Honduras; Rosita, en Nicaragua; -- Kesler, 1978). El yacimiento de El Arco, al igual que los mencionados muestra bajos contenidos de molibdeno y altos valores de oro además, presenta una alteración potásica con predominio de biotita en la parte central y la alteración de cuarzo+sericita está generalmente ausente. Estas características mineralógicas y de alteración también fueron notadas por Hollister (1975; en Barthelmy, 1979), para algunos depósitos de la margen continental de Alaska y Canadá.

Los sulfuros de la mineralización primaria asociada a El Arco consisten de -- pirita, calcopirita, bornita y molibdenita. Cantidades económicas de oro están presentes en los sulfuros. "La calcopirita está asociada con las zonas potásicas y de propilita (con albita) y contienen además cantidades no explotables de bornita y molibdenita" (Echavarrí y Rangin, 1978). La pirita está asociada con la parte exterior de la zona propilitica, adyacentemente a la zona de la calcopirita en el núcleo del depósito.

El yacimiento de Calmilli se localiza a escasos 2 km al NW de El Arco y consiste de algunas vetas cupríferas encajonadas en la roca metavolcánica de la Formación Alisitos. El cuerpo intrusivo responsable de la mineralización aflora a unos cuantos metros de las vetas. Las especies mineralógicas son las mismas que en El Arco pero la ley es muy baja; esta mineralización puede considerarse como la parte más exterior del yacimiento de El Arco.

De acuerdo con algunos autores (Echavarrí y Rangin, 1978; Barthelmy, 1979), - el metamorfismo, la alteración hidrotermal y el metasomatismo en el distrito aparecen estrechamente relacionadas en tiempos y espacio. La mineralización en la zona-

probablemente ocurrió después de la deformación estructural de las estratos de la formación Alisitos y durante el tiempo en que la margen continental estuvo bajo la influencia de un gradiente geotérmico de baja temperatura que se incrementaba - - hacia la masa batolítica que formó el núcleo del arco volcánico Alisitos.

Después del evento hidrotermal y el emplazamiento de los sulfuros primarios - dentro del depósito, el distrito estuvo sujeto a una considerable erosión durante el Cretácico superior y el Terciario. La subsecuente zona de oxidación formada sobre el depósito se extiende hasta una profundidad de cerca de 40 m (Barthelmy - - 1979). La zona de enriquecimiento secundario que cubre a la zona de sulfuros prima rios es de unos 9 metros. Ambas zonas, la de oxidación y la de enriquecimiento con tienen cantidades muy significativas de cobre.

Las leyes reportadas para El Arco indican un 0.6% de cobre; 0.2 gr/tn de oro - y un tonelaje total estimado en 600 millones de toneladas. En Calmallí la ley de - las vetas es muy baja siendo sólo aprovechables en la actualidad los placeres aurí feros derivados.

Las dataciones isotópicas obtenidas para el pórfido diorítico asociado al dis trito dan una edad de 106 ± 2.3 m.a. para la roca total (Damon et al, 1983). Tal da tación es congruente con la de Barthelmy (1979), quién determinó la edad de la mi neralización de cobre como la perteneciente a la misma edad de la monzonita porfí dica asociada, fechada con 107 ± 2.5 m.a.

CRETACICO SUPERIOR - EOCENO.

Al terminar la colisión de los segmentos del arco volcánico Alisitos durante el Cenomaniano, el régimen tectónico de arco insular pasa a ser de tipo continental, prosiguiendo los fenómenos de subducción en la margen occidental del cratón de Norteamérica.

La actividad magmática continental, desarrollada durante el Cretácico superior produjo principalmente los yacimientos de tungsteno "tipo skarn" y probablemente dió lugar a los yacimientos de oro de baja ley, encajonados en las rocas metamórficas cuya edad quizá sea Triásico-Jurásica.

1) "Skarns" de Tungsteno.

Los "skarns" de tungsteno y sulfuros de metales básicos (Cu, Zn, Pb, Mo) son característicos de fajas orogénicas de márgenes continentales y se piensa comúnmente que están relacionados a la subducción asociada a magmas de tipo I. El skarn de tungsteno está asociado típicamente a stocks de granodioritas a cuarzo-monzonitas de grano grueso y a batolitos emplazados en zonastipo eugeosinclinal, con caliza-lutita+secuencias volcánicas (Einaudi, et al, 1980). El metamorfismo de contacto y las reacciones de asociación del skarn están sobrepuestas por el metamorfismo estratiforme en el skarn cálcico, que consiste de granate-piroxeno (+ scheelita) y zonas exteriores de wollastonita-idocrasa en mármol, y piroxeno-plagioclasa en plutones y hornfels pelíticos. Las zonas de silicatos hidratados, particularmente biotita y hornblenda con cuarzo accesorio, feldespato y calcita, transectan primero a los patrones del skarn y comúnmente contienen scheelita y sulfuros abundantes. Las composiciones en los skarns cálcicos de tungsteno están en función de la profundidad y de la composición de la roca encajonante; puede expresarse como un continuo entre dos miembros extremos: los tipos reducidos, formados en las rocas carbonosas y/o a profundidades mayores, y los tipos oxidados, formados en - -

rocas carbonosas y/o a profundidades menores. Los minerales diagnósticos de los tipos reducidos reflejan bajos estados de oxidación (por ejemplo hedenbergita-piroxeno, granate almandino, biotita rica en fierro y hornblenda). y bajos estados de sulfuración (por ejemplo pirrotita, raramente pirita, trazas de bismuto nativo). Los minerales diagnóstico de los tipos oxidados reflejan estados de oxidación intermedia (por ejemplo piroxenosalítico, granate andradítico, epidota) y etapas de sulfuración intermedia (pirita, pirrotita menor, trazas de bismutinita). En general, la geología y mineralogía de los skarns de tungsteno pone en evidencia que su formación ocurre a una temperatura relativamente alta y medio ambiente más profundo que otros tipos de skarns (Einaudi, et al, 1980).

"Skarns" de tungsteno "La Olivia", "Los Gavilanes" y "El Fenómeno", Baja California Norte.

La mayoría de los yacimientos de tungsteno presentes en la Baja California -- son, por desgracia, de pequeñas dimensiones, alcanzando un medio tamaño sólo los depósitos de "La Olivia", "Los Gavilanes" y "El Fenómeno".

Las rocas encajonantes en estos depósitos son principalmente esquistos y gneises pertenecientes al cinturón metamórfico Nor-central, descrito en el capítulo -- III y cuya edad es probablemente Triásico-Jurásica. Estas rocas tienen una gran -- cantidad de componentes calcáreos, además de que existen cuerpos lenticulares de caliza intercaladas en las rocas clásticas originales.

Los depósitos consisten del reemplazamiento de minerales de importancia económica (principalmente scheelita), por lentes y capas de rocas calcáreas y se localizan ya sea a lo largo o cerca de los contactos de los metasedimentos con las rocas intrusivas, que son principalmente tonalitas y granodioritas.

Por tales características de campo, así como por la mineralogía presente, com

puesta por una ganga de abundantes silicatos de Ca, Mg, Fe y Mn (granate, diópsido hedenbergita, axinita, vesuvianita, tremolita, wollastonita, epidota, cuarzo), y por la mena scheelita, acompañada de calcopirita y pirrotita, los yacimientos son evidentemente de tipo pirometasomático.

Durante el período de las intrusiones en Baja California, los sedimentos pelíticos con gran contenido de CaCO_3 , fueron plegados y metamorfizados intensamente, convirtiéndose en esquistos y mármol. "Cerca del término de este período todas las rocas experimentaron más efectos intrusivos, causados por numerosos diques de pegmatita, algunos lechos de caliza se transformaron en tactita por la reacción con fluidos provenientes de los cuerpos intrusivos y los depósitos de tungsteno se formaron" (Fries y Schmitter, 1944). Posteriormente las rocas fueron profundamente erosionadas, de tal manera que en la región aparecen como colgantes en los cuerpos batolíticos únicamente los sedimentos metamórficos que fueron plegados hacia abajo.

El depósito de "La Olivia" se localiza en las coordenadas $32^{\circ}05'$ latitud norte y $115^{\circ}58'$ de longitud oeste y es un cuerpo tabular de 80,000 ton. métricas aproximadamente, con una ley entre 1.3 u 2.0 % de WO_3 .

"Los Gavilanes" se encuentran en una zona en la que aparecen varios cuerpos mineralizados de los que no se ha cuantificado su tonelaje exacto. Algunos reportes indican una ley máxima de 1.0 % de WO_3 .

Las reservas conocidas del yacimiento "El Fenómeno" (localizado en $32^{\circ}01'$ lat. N y $116^{\circ}10'$ de long. W), ya fueron explotadas casi en su totalidad (60,000 ton.) y su ley era de 0.7 % de WO_3 .

2) Yacimientos de emplazamiento profundo en zona de cizalla.

Los yacimientos auro-argentíferos de la región sur de la Baja California -

(área de San Antonio-El Triunfo, La Trinidad y otros), pertenecen a un proceso totalmente aparte de los de la porción norte, ya que las relaciones de campo indican que las mineralizaciones fueron emplazadas después de las rocas plutónicas. Como fue descrito en los capítulos de geología regional y Tectónica, la región sur pone en evidencia una compleja sucesión de eventos tectónicos sufridos a través del tiempo geológico, inclusive poco después del emplazamiento batolítico, siendo durante uno de ellos cuando tuvieron lugar los procesos metalogénicos.

Para ejemplificar a este tipo de yacimientos se ha seleccionado el Tajo San Antonio, depósito estudiado por M. Elías Herrera en 1984.

El "Tajo San Antonio", Baja California Sur.

Este yacimiento se localiza a 1.5 kilómetros del poblado San Antonio, en el municipio de La Paz, Baja California Sur.

El control de la mineralización es una zona milonítica que representa un contacto tectónico entre una diorita de hornblenda (con edad de 115 m.a.) y una granodiorita de biotita, fechada con una antigüedad de 85 m.a.. Esta zona cataclástica tiene un rumbo general que varía de N10°W a N10°E, con una inclinación hacia el W de 15° a 35°. Su espesor promedio es de unos ocho metros (Elías H., 1984). La mineralización consiste en concentraciones de pirita, arsenopirita, calcopirita con carbonatización asociada. Los sulfuros se presentan escasamente diseminados y en microvetillas dentro de la milonita; la carbonatización en agregados amorfos y también en microvetillas.

El oro a altas temperaturas tiende a entrar en la red cristalina de sulfuros como la pirita y arsenopirita, ya sea en solución sólida o en forma epitaxial (precipitación de oro en capas moleculares sobre cristales en crecimiento). En la mineralización del Tajo San Antonio se observa oro libre, por ello Elías Herrera (op.

cit.) cree que éste se encuentra dentro de la estructura cristalina de la pirita y/o arsenopirita. Estudios de microsonda podrían demostrarlo. Si ello es cierto, el contenido de oro está supeditado a la abundancia de la pirita y/o arsenopirita.

De acuerdo con muestreos de una Compañía Minera privada y de la residencia -- del Consejo de Recursos Minerales en Baja California, los valores de oro son muy irregulares y erráticos, considerandose una ley promedio de 2 a 3 gr de Au por tonelada en las paredes del tajo. El tonelaje no se conoce con exactitud.

Desde el punto de vista presión-temperatura y en consideración a la asociación paragenética, la mineralización del Tajo San Antonio puede considerarse como mesotermal. Los datos de P-T máximos para su precipitación pueden considerarse de 1 Kb y 491 ± 12 °C.

Aunque falta mucho por conocer sobre la mineralización en el Distrito minero de San Antonio-El Triunfo, Elías Herrera (1984), piensa que existen ciertas características similares en distritos auríferos bien conocidos por su importancia económica, tales como los de Yellowknife, en los territorios noroccidentales del Canadá y el de Mother Lode, California, E.U.A. De manera muy generalizada, varias de las características comunes de estos distritos mineros son: mineralización de emplazamiento profundo en zona de cizalla dentro de rocas metamórficas y plutónicas y abundante pirita-arsenopirita con carbonatización y cloritización asociada, aunque cada uno de los distritos representa seguramente diferentes niveles de erosión de sistemas hidrotermales.

OLIGOCENO.

Esta época está caracterizada por la casi total ausencia de fenómenos magmáticos en el borde occidental del cratón de Norteamérica.

De acuerdo con Coney y Reynolds (1977) y Clark et al (1980) el foco magmático se localizaba en este tiempo a unos 400 km al este de la paleotrinchera, haciendo su rápida regresión hacia el oeste y ocasionando una gran actividad volcánica explosiva que dió lugar a la Sierra Madre Occidental.

En tanto, en la zona de la paleotrinchera se producía el depósito de sedimentos fosforíticos de importancia económica actual.

Yacimientos Fosforíticos.

Existe una gran controversia en cuanto al origen de los yacimientos de fósforo sedimentario. En este trabajo se prestará atención a la que actualmente es la teoría más aceptada acerca de la formación de tales depósitos, dicha teoría es la denominada "de corrientes ascendentes".

Kazakov (1937), mediante sus investigaciones sobre la variación de la solubilidad del fósforo en el agua de mar a diferentes profundidades, demostró que el agua a gran profundidad (3000 metros o más), contiene de 10 a 15 veces más fósforo que las aguas superficiales, debido a la mayor presión, menor temperatura y condiciones de Eh y ph. Consiguientes evidencias acumuladas a lo largo de los últimos cincuenta años han establecido que sobre algunas plataformas marinas modernas, localizadas dentro de las latitudes tropicales y subtropicales, tiene lugar la precipitación de fósforo, al chocar las corrientes procedentes de gran profundidad con las aguas superficiales.

Así también, la teoría de corrientes ascendentes, propuesta en primera ins-

tancia por Kazakov (op cit) y ampliada posteriormente por otros investigadores, se ha podido comprobar durante la reconstrucción del medio ambiente de depósito de los sedimentos fosforíticos. En resumen, la génesis de fosforita con base en esta teoría se plantea de la siguiente manera: Las corrientes ascendentes aportan fosfato disuelto hacia la superficie, donde los cambios físico-químicos del agua provocan la precipitación del exceso de fosfato en solución. Esta precipitación tiene lugar en aguas someras de alta energía, sobre un alto estructural, o bien cercano a la línea de costa.

De acuerdo con lo anterior, los factores que intervienen en la generación de la fosforita y que además determinan las dimensiones y composición del depósito -- resultante son:

a) Corrientes ascendentes.- Requeridas para que las aguas ricas en fósforo disuelto a gran profundidad sean llevadas a la superficie, en donde los cambios físico-químicos ocasionan la precipitación del exceso de fosfato en solución.

b) Control estructural.- Este factor controla la intensidad de la precipitación del fosfato y por tanto la dimensión del depósito resultante. Cuando la plataforma continental o alto estructural presenta pendientes suaves, la corriente ascendente será difusa y la precipitación de fosfato será reducida y distribuida en una amplia área. Las condiciones más favorables se tienen en una plataforma continental con pendientes fuertes, que genera corrientes ascendentes fuertes con una precipitación intensa y concentrada de fósforo.

c) Temperatura.- La temperatura resultante de la mezcla de aguas frías, procedentes de gran profundidad, y las aguas superficiales es de gran importancia pues determina la composición del precipitado. De aquí que las zonas más favorables para la precipitación de fosfato se encuentran tanto al norte como al sur de el ecua

dor, donde convergen las corrientes frías procedentes de las regiones polares y - las corrientes de agua caliente contraecuatorial. Estas latitudes coinciden con la localización de los principales yacimientos de fosforita de origen marino.

Con base en la hipótesis anterior expuesta, la formación de los depósitos fosfóricos en la península de la Baja California puede explicarse de la siguiente forma:

1) Ascendencias a lo largo de la costa Pacífica existen, al chocar la corriente "California", procedente del Artico, con los límites de la plataforma continental, en donde también confluyen corrientes contraecuatorial.

2) Durante el período de depósito (Oligoceno), existía una cuenca somera, delimitada al Norte, Este y Sur por tierras positivas. hacia el oeste se extendía -- una plataforma con fuertes pendientes debidas al proceso de subducción de la paleo placa Farallón.

MIOCENO

Después de haber realizado su migración hacia el Este, el foco magnético ligado a la subducción de la papeoplaca Farallón, hace su arribo al territorio de la hoy Península de la Baja California hace aproximadamente 24 m.a., propiciando el depósito de las rocas volcánicas de la Formación Comondú.

Dentro de tales rocas existen depósitos de manganeso en fisuras, los cuales presentan mucha incertidumbre en cuanto a su origen, ya que actualmente los estudios sobre ellos son notablemente escasos.

La presencia de los yacimientos manganesíferos restringida solamente a las rocas volcánicas intermedias del Mioceno hace suponer que su formación estuvo probablemente ligada a las últimas etapas magnéticas del arco Comondú durante el Mioceno superior o inclusive durante los inicios de la época Pliocénica, sin embargo, ello no está demostrado.

Como representativo del conjunto de yacimientos de manganeso de relleno en fisuras dentro de rocas cenozoicas de la Baja California, se seleccionó el depósito de "El Gavilán".

El Depósito de manganeso de "El Gavilán"

Este se localiza en la vertiente hacia el Golfo de la Punta Concepción, B. C. S. Sus coordenadas geográficas son: 26° 51' de latitud norte y 111° 58' de longitud oeste.

La roca que hospeda a la mineralización es una andesita bastante alterada. Los minerales son principalmente óxidos con gran calidad de manganeso (psilomelano y pirolusita); se tienen además manganita y wad. A estos se asocian los carbonatos calcita, siderita y rodocrisita y los silicatos bustamita y rodonita. Mas raramen-

te se encuentran yeso, cuarzo y minerales derivados de las rocas andesíticas como limonita y hematita. Por último, la epidota está presente en las capas de roca alterada. En algunas partes es observable que la roca está mezclada con la mineralización.

El control estructural del yacimiento está dado por fracturas con orientación de $N32^{\circ}W$ a $N32^{\circ}E$ y echado variable hacia el SW. Un gran número de vetillas secundarias e irregulares que se arreglan en Stockwork ligan a las grietas. Las vetas consideradas como principales tienen anchuras que varía entre 10 y 50 cm, en tanto que las vetillas varían de 2 a 7 cm de espesor.

Análisis químicos del C.R.M., efectuados sobre los minerales de las vetas arrojaron valores de entre 43.38% y 55.81% de Mn. Datos confiables acerca del yacimiento no han sido dados a conocer.

PLIOCENO.

Como se describió en el capítulo de Tectónica, la colisión entre la cresta oceánica de la Placa Farallón y el borde continental durante el Terciario superior fue seguido por fenómenos de afallamiento y rompimiento general de la corteza terrestre.

La formación progresiva de una fosa tectónica fue propicia para la invasión de aguas marinas sobre el terreno continental. El depósito marino comenzó en la parte norte de la península durante el Mioceno, según lo atestiguan los sedimentos que se localizan en algunas zonas de Baja California Norte y Sonora.

Durante el plioceno ocurre, sobre el terreno volcánico continental de la Formación Comondú, el depósito de sedimentos marinos (clásicos y volcaniclásicos de la Fm. Boleo) que contienen importantes acumulaciones de Cu y Mn correspondientes a los actuales depósitos de El Boleo y Lucifer.

Yacimientos estratiformes encajonados en rocas sedimentarias.

Los yacimientos estratiformes en rocas sedimentarias se distinguen de los sulfuros masivos porque no aparecen ligados directamente al vulcanismo submarino asociado a crestas oceánicas. Ellos se distinguen también de los depósitos tipo Mississippi Valley por su temprana mineralización en relación a los sedimentos que los contienen, su gran conformidad con la roca encajonante y por sus altos contenidos de hierro y plata. Estos tipos, sin embargo, tienen una cierta afinidad de características y mecanismos de formación (Gustafson y Williams, 1980).

Los depósitos estratiformes varían en edad desde hace 2,000 m.a. al Reciente y aparecen en ambientes intracratónicos tectónicamente activos, comunmente en cuencas sedimentarias controladas por afallamientos. No se asocian a eventos orogénicos o a eventos de márgenes de placas tectónicas. Los marcos tectónicos locales y

las relaciones con las cuencas marginales y el afallamiento son diversas.

Según Gustafson y Williams (1980), los ambientes estratigráficos incluyen cuatro tipos: 1) Transgresiones marinas sobre secciones continentales (e.g. el depósito de Kipferschiefer, Alem. Oriental; White Pine U.S.A.; El Boleo, México); 2) Dentro de secciones marinas (y lacustres) conteniendo lechos rojos (e.g. Redstone Rives, Can.); 3) Secciones continentales con lechos rojos (e.g. el yacimiento a Plomo-zinc dominante de Largentierre) y 4) Secciones marinas sin lechos rojos (e.g. Rammelsberg, con Pb-Zn dominante).

La mayoría de estos depósitos con cobre dominante están asociados a capas rocosas que mantienen su alta permeabilidad después de la diagénesis primaria.

El zoneamiento en los depósitos estratiformes de cobre en el mundo presentan la siguiente secuencia: zona estéril (con hematita)-calcosita-bornita-calcopirita-pirita.

El yacimiento de el Boleo es uno de los depósitos cupríferos gigantes del mundo que está incluido dentro de este tipo, a continuación se da un resumen de sus principales características.

El Depósito de El Boleo, B.C.S.

Este yacimiento se localiza en las coordenadas geográficas siguientes: 27° 10' de lat. N y 112°30' Long. W. La columna estratigráfica de la región está constituida por: Formación Comondú (Mioceno sup.)-discordancia-Formación. Boleo (Plioc inferior)-discordancia-Formación Gloria (Plioc. medio)-Formación Inferior (Plioc-sup.)-Formación. Sta. Rosalía (Pleistoceno)-discordancia-Volcánicos Tres Vírgenes (Plistoceno y Reciente) y depósitos de terraza - talud del Reciente,

La mineralización en El Boleo, así como la de Lucifer, se encuentra encajona-

da en los miembros tobáceos de la Formación Boleo (descrita en el capítulo V), formando mantos burdamente concordantes con la estratificación. Wilson y Rocha (1957) describen cinco horizontes mineralizados principales para el depósito de El Boleo. La mena la forman: calcopirita (diseminada homogéneamente en los mantos), bornita, calcosita y covelita. Raramente esfalerita y galena. La ganga la componen pirita, hematita, goethita, magnetita y criptomelano.

Wilson y Rocha (1957), comprobaron que los mayores valores de cobre están hacia la base de los mantos y que el zinc se comporta en sentido contrario.

De acuerdo con análisis químicos reportados por Echavárri y Pérez (1975), se refleja bien la naturaleza de los minerales de ganga: arcillas, cuarzo, feldespatos y óxidos de Fe. En los análisis espectrográficos por elementos resalta la importancia del Mn, Zn, Pb y Cd en los mantos. De acuerdo con los autores antes mencionados, los análisis de absorción atómica reflejan burdamente la mayor concentración de cobre en la base de los mantos y la importancia del zinc y la plata como elementos menores asociados. Por último, los análisis de rayos X revelan la presencia de Co, Ni, Sr, Ba, Sn, Cr y Ti. Según estudios de microsonda electrónica, al Dr. L. de Pablo (en Echavárri y Pérez, op cit), menciona la probabilidad de existencia de pirita cobaltífera.

El tiempo de fijación de los metales en relación a los yacimientos encajonantes y sus modificaciones diagenéticas es crucial pero no se tiene una evidencia sin ambigüedad sobre tal cuestión, La carencia de información sobre la temperatura de mineralización es también crítica.

De manera distinta a los sulfuros masivos, los isótopos de azufre en los depósitos estratiformes en rocas sedimentarias no reflejan variaciones seculares en la composición isotópica del agua de mar y aparecen dominados por procesos del sitio-

de depósito más que de la fuente del azufre. "Los dispersos valores de $\delta^{34}\text{S}$ en los depósitos cupríferos reflejan reacciones de reducción de sulfatos a bajas temperaturas y en sistemas dominados por el ambiente deposicional" (Gustafson y Williams, 1980).

El origen de El Boleo, al igual que el de los yacimientos de su tipo en el mundo es motivo de controversia. Las teorías puramente hidrotermalistas propuestas anteriormente (e.g. Wilson y Rocha, 1957) han sido reformadas con los nuevos estudios. Lo mismo sucede con teorías netamente sedimentarias como la de Nishihara (1958), quién da por hecho la naturaleza sigenética de los minerales, postulando que el cobre fue transportado en solución desde las tierras altas (volcánicas de la formación Comondú) cercanas al área de depósito y que las soluciones cupríferas dejaron su carga mineral al contacto con lodos sepropélicos en un medio reductor. Ahora se adopta un criterio más amplio que contempla a los yacimientos minerales como originados por un conjunto de procesos de diversa índole. Para el caso de los yacimientos estratiformes encajonados en rocas sedimentarias, diversos autores (Kirkham, 1973, en Echavárri y Pérez 1975; Gustafson y Williams 1980) consideran, que tales depósitos fueron producidos en los procesos diagenéticos iniciales de las rocas encajonantes (tiempo en el cual se producen los principales cambios químicos) y son derivados de la misma cuenca sedimentaria donde se encuentran. De esta manera, ellos son yacimientos diagenéticos sensu strictu, aunque los metales pudieron haber sido introducidos epigenéticamente dentro del sistema definido actualmente por los límites físicos de la mineralización.

De acuerdo con esto, el aporte de los metales en El Boleo pudo haber sido por las salmueras derivadas de fenómenos caloríficos asociados al afallamiento de tipo germánico imperante en la zona durante el Plioceno.

RECIENTE,

Una de las características más interesantes de la Península de Baja California es la presencia de muy importantes fenómenos geológicos actuales. Así, dentro del territorio peninsular pueden ser observados desde procesos de depositación de materiales fosforíticos hasta la formación de un nuevo océano.

1) Depósito de fosforitas.

Las condiciones propicias para el depósito de fósforo sedimentario están actualmente presentes en las costas del occidente de la península. D'Anglejan (1963) menciona la presencia de un depósito fosfórico cuyas reservas estimó del orden de 1,500 millones de toneladas y que está sobre la plataforma continental, entre la Isla Margarita y la Península de Vizcaíno.

Por su parte, Acosta del C. (1979), menciona la evaluación de 250,000.000 toneladas métricas de nódulos de fosforita en el Banco Ranger, al NW de la Isla Cedros, sobre una superficie de 1,400 km². El contenido promedio de esta área es de 24% de P₂O₅, yaciendo entre 150 y 200 m de profundidad. Otra evaluación, realizada por el mismo investigador, indica 300,000 toneladas métricas de arenas fosforíticas con 7% de P₂O₅ en la Bahía de San Juanico.

Es importante también mencionar la existencia de dunas costeras en Santo Domingo, Bahía de San Juanico y Bahía Magdalena con no menos de 1,000,000,000 de toneladas métricas de areniscas fosforíticas con una ley promedio de 4% de P₂O₅.

2) Depósito Evaporíticos: (NaCl).

El progresivo levantamiento de la costa occidental de la Península de Baja California durante el Cuaternario, amado a las condiciones desérticas y de aridez, provocan actuales fenómenos de evaporación de aguas marinas atrapadas en lagunas -

y esteros. Como consecuencia de estos procesos se tiene la presencia de acumulaciones de halita que se cuentan entre las más grandes del mundo, destacando principalmente las de la Laguna Ojo de Liebre.

3) Arenas negras: (Fe, Ti, Zr).

El relativamente reciente descubrimiento del depósito de arenas negras en las playas de San Antonio del Mar, Baja California Norte, abre las puertas a la explotación de tales recursos en la península. Debido al poco tiempo transcurrido desde que se conocieron, no se tienen estudios sedimentológicos y de procedencia exacta de tales arenas. Según datos del C.R.M., el depósito de arenas negras de San Antonio del Mar cubre un área de plaza de 2.5 km de largo por un ancho variable entre 50 y 200 metros.

4) Geotermia.

La actividad geotérmica, además de que se ha convertido en una muy importante fuente de energía, constituye también el modelo de modernos sistemas hidrotermales.

El área de estudio es una de las zonas de la República donde más pueden observarse los procesos de neofórmación de yacimientos minerales, pues los patrones de fallamiento asociados a la apertura cratónica y expansión oceánica propician una alta actividad geotérmica. Así, existen diseminados por el territorio peninsular una gran cantidad de fuentes termales con manifestaciones metálicas, como es el caso de Agua Caliente, cerca de Tijuana; San Vicente, aldañamente el poblado del mismo nombre; otras muchas a lo largo de la falla de Agua Blanca, Y la más importante, de Cerro Prieto.

Los yacimientos de la región auro-argentífera cenozoica (área de Sierra Pintada y San Borja) muy probablemente fueron formados por estos fenómenos termales.

CONCLUSIONES

Varias conclusiones han sido expuestas a lo largo de los dos capítulos anteriores, sin embargo, es necesario resaltar la importancia de algunas de ellas.

En primer lugar, puede señalarse que definitivamente las rocas del basamento ejercen un gran control sobre la distribución de los yacimientos de la península de Baja California, de tal manera que las unidades definidas adquieren el carácter de franjas lito-tectono-metalogenéticas.

El control litotectónico es muy evidente en la parte norte de la península, en donde formando franjas metalogenéticas paralelas a la línea de costa pacífica existen: 1) Depósitos ferríferos de tipo pirometasomático que fueron generados por cuerpos plutónicos emplazados durante el Cretácico inferior-medio (Aptiano-Cenomaniano). 2) Yacimientos cupríferos (con Au), asociados a secuencias volcánicas afectadas por rocas plutónicas también del Cretácico inferior-medio. 3) "Skarns" de tungsteno y vetas de cuarzo aurífero formados durante el Cretácico superior, cuando la actividad magmática continental afectó a rocas clásticas y carbonatadas de mar marginal.

En la parte sur de la península se presentan: 1) Yacimientos cupríferos (con oro), contenidos (similamente a los de la porción norte) en secuencias volcánicas afectadas por plutones, pero cuya edad más antigua puede indicar una contínua actividad generativa de tales yacimientos desde por lo menos el Jurásico medio. Debido a procesos tectónicos posteriores, gran parte de los terrenos que contenían a estos depósitos ya no existen. 2) Rocas ultrabásicas correspondientes a complejos ofiolíticos que contienen algunos valores de cromo. Los emplazamientos plutónicos que afectaron a tales rocas durante el Jurásico medio Cretácico inferior originaron gran cantidad de vetas magnesíferas. 3) Rellenos de fisuras existen en rocas-

volcánicas intermedias (ambiente continental) del Mioceno superior y los cuales -- probablemente fueron originados por las últimas etapas del arco volcánico continental. 4) Una época pliocénica con desarrollo de muy importantes depósitos estratiformes de cobre y manganeso, encajonados en rocas sedimentarias y que estuvieron ligados espacio-temporalmente (y casi con seguridad genéticamente), al proceso de apertura del Golfo de California. 5) Grandes yacimientos fosforíticos, generados principalmente durante el Oligoceno y cuyos depósitos continuaron en las cuencas sedimentarias actuales de Magdalena y al sur de la península de Vizcaíno. 6) Depósitos auro-argentíferos, empalzados muy profundamente en zonas de cizalla, actualmente presentes en la punta sur de la península. Estos yacimientos probablemente pertenecen al Cretácico terminal-Terciario inferior.

En varias partes de la península de Baja California se presentan yacimientos auro-argentíferos vinculados con las manifestaciones termales que acompañan al actual patrón de afallamiento derivado del proceso de apertura oceánica. Además, el territorio peninsular es actualmente un sitio de particular interés geológico, en donde pueden estudiarse procesos de neoformación de yacimientos minerales, dentro de los campos geotérmicos ligados al sistema de San Andrés.

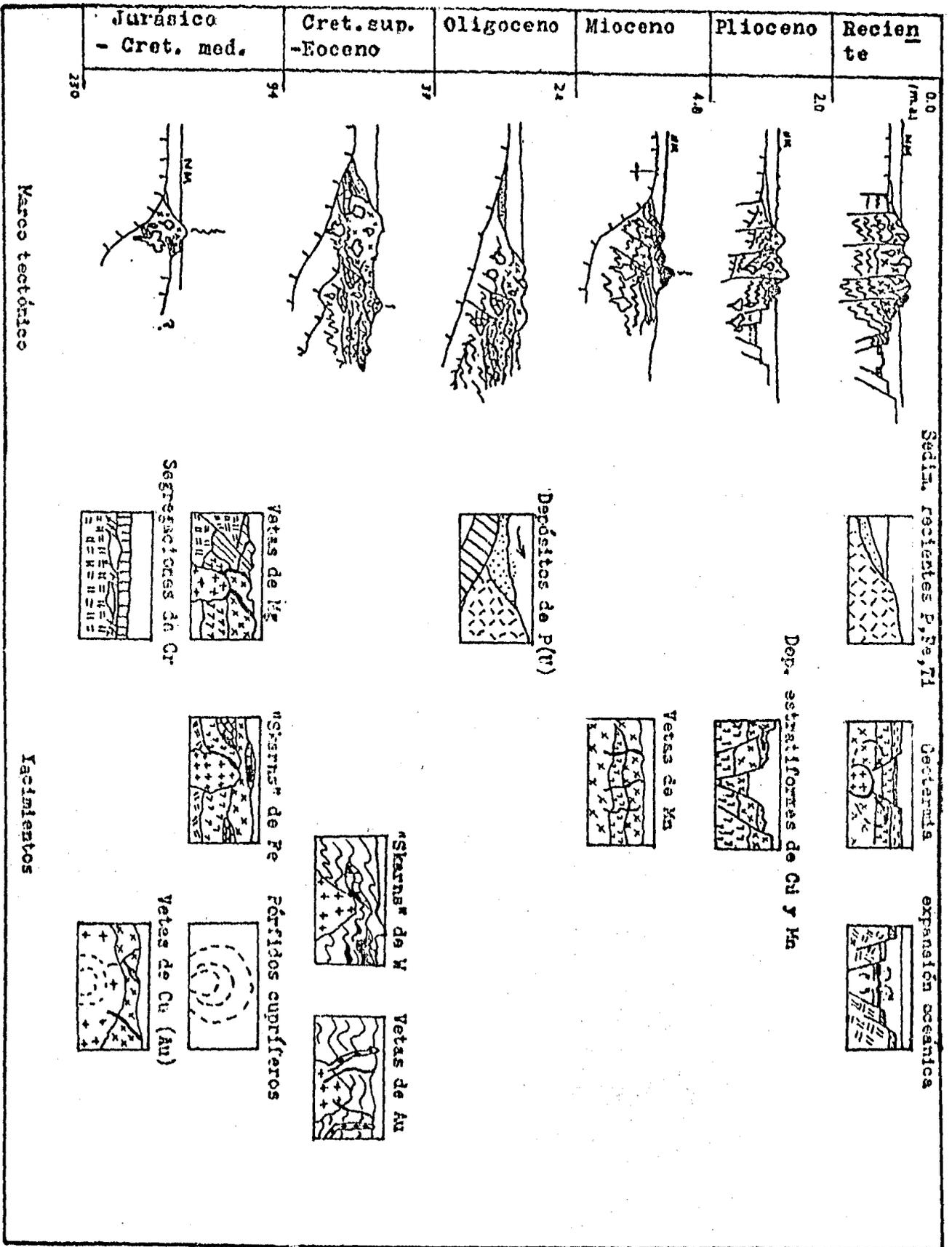


FIG. 6.1.. ESQUEMA EVOLUTIVO DE LOS YACIMIENTOS EN B.C.

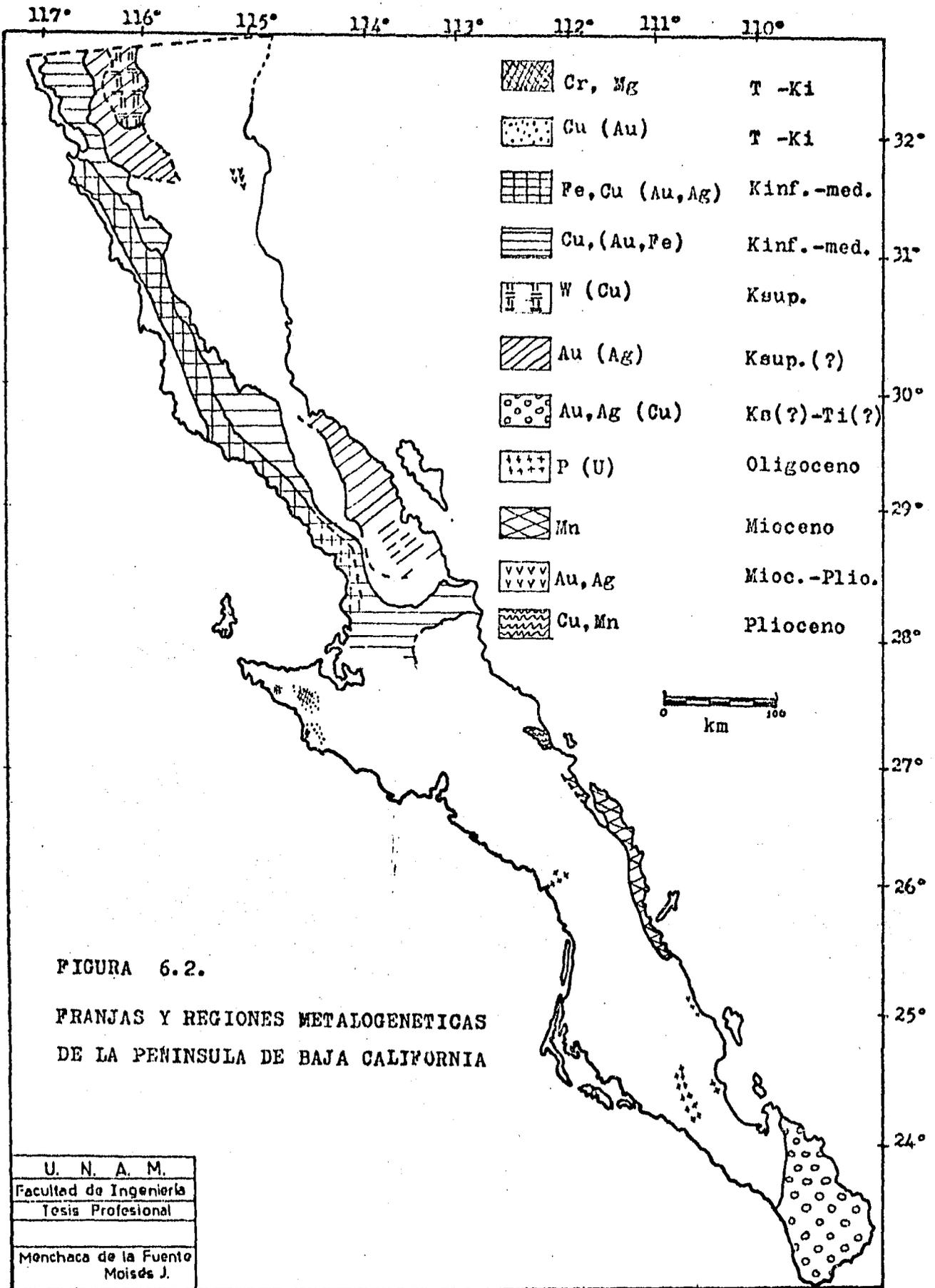


FIGURA 6.2.

FRANJAS Y REGIONES METALOGENETICAS
DE LA PENINSULA DE BAJA CALIFORNIA

U. N. A. M.
Facultad de Ingenieria
Tesis Profesional
Monchaca de la Fuente Moisés J.

BIBLIOGRAFIA CITADA

- Acosta del C.C., 1979, Los Recursos Minerales Marinos de México: Sobretiro Rev. -
Geomimet No. 103 Ene-Feb. 1980.
- Altamirano, R.F., 1979, Mineral Deposits of Vizcaíno, Baja California Sur In: ---
P.L. Abbot and R.G. Gastil (Ed.) "Baja California Geology" Geol. Soc. Am. -
Annual Meet. in San Diego. Field Guides and papers p. 107-112.
- Allison, E.C., 1955, Middle Cretaceous Gasteropoda from Punta China, Baja Califor -
nia, México: Journal of Paleontology. v. 19 p. 400-432.
- Amaya, M.R., 1978, El prospecto de fierro volcanogénico "La Prosperidad", Mpio. --
de Ensenada, Baja Cal. Nte.: Cons. Rec. Min. VIII Seminario sobre Explora -
ción Geológico-Minera.
- Anderson, D.L., 1971, La Falla de San Andrés. En: "Deriva Continental y Tectóni -
ca de Placas" Selecciones de Scientific American. H. Blume Ed. p. 137-153.
- Anderson T.H. and Silver, L.T., 1979, The Role of the Mojave-Sonora megashear in -
the tectonic Northern Sonora: Geol. Soc. Am. Annual Meeting Guidebook-Field trip. -
No. 27
- Aranda, G.J., 1982, El basamento metamórfico en la región de Todos Santos, B.C.S.,
Soc. Geol. Mexicana VI Convención Nacional. Programas y resúmenes.

- Atwater, T., 1970, Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of Western North America: Geol. Soc. Am. Bulletin, v. 81 p.3513-3536.
- Barthelmy, A.D., 1979, Regional Geology of the El Arco porphyry copper deposit, B.C.N. In: P.L. Abbot and R.G. Gastil (Ed.) "Baja California Geology" Geol. Soc. Am. Annual Meeting in San Diego. Field Guides and papers p. 127-138.
- Barnes, D.A. and Berry, K.D., 1979, Jura-Cretaceous paleogeography: The Eugenia Group, Western Vizcaíno, B.C.S. In: P.L. Abbot and R.G. Gastil (Ed). "Baja California Geology" Geol. Soc. of Am. Annual Meeting in San Diego. Field Guides and Papers, p. 52-64.
- Beal, C.H., 1948, Reconnaissance of the Geology and oil possibilities of Baja California, México: Geol. Soc. of America Memoir, v. 31. (original no consultado, citado en Morán-Zenteno, 1982 y en Hausback, 1984).
- Beane, R.E. and Titley, S.R., 1980, Porphyry copper: Part II Hydrothermal alteration and mineralization. In: Econ. Geol. 75th Anniv. volume. p.235-269.
- Branch, C.D., 1976, Development of porphyry copper and stratiform volcanogenic ore bodies during the lifecycle of andesitic strato-volcanoes In: R.W. Johnson - Editor "Volcanism in Australia: Amsterdam Elsevier Pub. p. 337-342.
- Burham, C.W., 1959, Metallogenic provinces of the Southwestern United States and Northern Mexico: Bulletin 65, State Bureau of mines and mineral resources, Socorro New Mexico (original no consultado, referido en Damon et al, 1981).

- Campa, M.F. and Coney, P.J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: *Canada Journal Earth Sci.* v. 20 p.1040-1050.
- Campa, M.F. y Ramírez, J., 1979, La evolución geológica y Metalogenética del noroccidente de Guerrero: Univ. Autónoma de Gro. Serie Técnico-Científica No. 1
- Carrasco, C.M. 1980, Carta y Provincias metalogenéticas del estado de Durango: C.R.M. Publicación 22-E, 63p.
- Clark, K.F., Damon, P.E., Schutter, S.R. y Shafiqullah, M. 1980, Magmatismo en el norte de México en relación a los yacimientos metalíferos: *Sobretiro de la Revista Geomimet* No. 106 Jul-Ago. 1980 23p.
- Clark, K.F., Foster, C.T. and Damon, P.E., 1982, Cenozoic mineral deposits and subduction-related magmatic arcs in Mexico: *Geol. Soc. of Am. Bull.* v.93 p.533-544.
- Club of Rome, 1972, *The limits to growth*: D.B. Meadows, D.C. Meadows and W.W. Behrens III. Potomac Assoc. Buck. N.Y.
- Coney, P.J. and Reynolds, S.J., 1977, Cordilleran Beniof Zones: *Rev. Nature* v. 70 p.403-406.
- Coney, P.J., 1983, Un modelo tectónico de México y sus relaciones con América del Norte, América del Sur y el Caribe: *Revista Instituto Mex. del Petróleo* v. XV No. 1 p. 6-15.

Consejo de Recursos Minerales (C.R.M.), 1985, Toda la información del Archivo --- Técnico correspondiente a los estados de Baja California Norte y Sur. (Aproximadamente 140 publicaciones).

Consejo de Recursos Minerales (C.R.M.), 1985, Toda la información geológico-minera correspondiente a los estados de Baja California Norte y Sur (Aproximadamente 260 fichas).

D.Anglejan, F.B., 1963, Sobre la presencia de fosforitas marinas en Baja California: Soc. Geol. Mex. Boletín v.XXVI p. 23-56.

Damon, P.E., Shafiqullah, M. and Clark, K.F., 1981, Agetrands of igneus activity in relation to Metallogenesis in Southern Cordillera. In: "Relations of tectonics to ore deposits in the Southern Cordillera Edited by W.R. Dickinson -- and W.D. Payne. Arizona Geological Society Digest, v. 14 p.137-154.

Damon, P.E., Shafiqullah, M. and Clark, K.F., 1983, Geochronology of the porphyry-copper deposits and related mineralization of Mexico: Can. Jour. Earth Sci. - v. 20 p. 1052-1071.

Demant, A. Robin, C. 1975, Las fases del vulcanismo en México; una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico: Revista Inst. de Geología, UNAM, v. 75-1 p. 70-83

Dickinson, W.R., 1981, Plate tectonics and the continental margin of California. In: W.G. Ernst (Editor) "The Geotectonic development of California" Rubey - Volume I. Prentice Hall. p. 1-28

- Echavarri, P.A., Pérez, S.E., 1975, Evidencias del origen singenético del yacimiento cuprífero de El Boleo, B.C.S.: Memoria de la XI Conv. Nal. Asoc. Ing. Min. Met. y Geólogos de Méx. p. 409-446.
- Echavarri, P.A., 1976, Metallogenetic map of Sonora, Méx., Arizona Geol. Soc. -
Porphyry Copper Symp. Tucson.
- Echavarri, P.A. and Rangin, C., El yacimiento cuprífero de El Arco, Baja California Su ambiente geológico y sus características de alteración y mineralización: -
Boletín del Depto. de Geología de la Universidad de Sonora p. 1-18.
- Einaudi, M.T., Meinert, L.D., Newberry, R.J., 1980, Skarn Deposits: Economic Geology 75 th Anniversary Volume p. 317-392.
- Elías-Herrera, M. 1984, Estudio Metalogenético del Tajo San Antonio, Mpio. de la -
Paz, B.C.S. : Informe Técnico del C.R.M. Inédito.
- Finch, J.W., Pessagno, E.A., Abbot, P.L., 1979, San Hipólito Formation: Triassic -
marine rocks of Vizcaíno Península. In: P.L. Abbot and R.G. Gastil (Ed.) -
"Baja California Geology" Geol. Soc. of Am. Annual Meeting in San Diego. -
Field Guides and papers p. 117-120.
- Fries, C. y Schmitter, E., 1944, Los yacimientos de Scheelita de la parte norte -
de la Sierra de Juárez, Distrito norte de la Baja California: Boletín No. 2--
del Inst. Nal. de Invest. de los Rec. Min. (INIRM).
- Gastil, R.G., Krummenacher, D., Dupont, J., Bushee, J., 1974, The batolithic belt--
of Southern California and Western México: Pacific Geology V.8 p. 73-78.

- Gastil, R.G., 1975, Plutonic zones in the peninsular Ranges of Southern California and Northern B.C.: *Geology* v. 3 No. 6 p. 361-363.
- Gastil, R.G., Phillips, R.P. Allison E.C., 1975, Reconnaissance Geology of the State of Baja California: *Geol. Soc. of Am. Memoir* 140. 170 p.
- Gastil, R.G., and Krummenacher, D., 1978, The migration of the axis of Pacific margin magmatism across Baja California, Sonora and Chihuahua: Resúmenes del primer simposium sobre la Geología y el potencial minero del estado de Sonora. Hermosillo, Inst. Geol. UNAM. p. 63-64.
- Gastil, R.G., Morgan, G. and Krummenacher, D., 1978, Mesozoic history of peninsular California and related areas easts the Gulf of California. In: D.G. Howel and K.A. Mt Bugal (Editors) "Mesozoic Paleogeography of western U.S." Soc. Ec. Pal. Min. Paleogeography Symp. 2
- Gastil, R.G., Krummenacher, D., Minch, J., 1979. The record Cenozoic volcanism around the Gulf of California: *Geol. Soc. Am. Bull.* Part II. v.90 p.839-857.
- Gastil, R.G., Morgan, G. and Krummenacher, D., 1981, The Tectonic history of peninsular California and Adjacent México. In: W.G. Ernst (Ed.) "The Geotectonic-development of California" Rubey Volume I. p. 284-306.
- González-Reyna, J., 1946, Los yacimientos de magnesita de la porción central de la Isla Margarita, Territorio de la Baja California Sur; *Boletín* 10 del Inst. Nal. para la Investigación de los Recursos Minerales (INIRM).

- Gustafson, L.B. and Williams, N., 1980, Sediment-hosted stratiform deposits of copper, lead and zinc: Ec. Geol. 75th Anniversary Volume p.139-178.
- Gutiérrez-Moreno, I., 1986, Análisis Metalogénético de Sinaloa: Tesis Profesional-Fac. de Ingeniería, UNAM. Inédito.
- Hamilton, W. and Myers, W.B., 1967, the Nature of batholiths: U.S. Geol. Survey. Prof. papers 554-C. p.1-30.
- Hawkins, J.W., 1970, Metamorphosed late Jurassic andesites and dacites of the Tijuana-Tecate área. In: "Pacific slopes geology of northern Baja California and adjacent Alta California: Am. Assoc. Petrol Geol. (original no consultado referido en Gastil et al, 1975).
- Hausback, B.P., 1984, Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur, México: In: V.A. Friz-zell (Ed.) Geology of The Baja California Peninsula: Soc. Ec. Min. and Pal. Pacific Section, v. 39 p. 219-236.
- Jones, D.L., Blake, M.C. and Rangin, C., 1976, The four Jurassic belts of northern California and their significance to the geology of southern California borderland. In: D.G. Howell (Ed.) "Aspects of The Geologic history of the California Continental Borderland" Am. Ass. Geol. Petrol, Pacific Section. Miscellaneous Publication 24. p. 343-362.
- Kazakov, A.V., 1937, The phosphorite facies and the genesis of phosphorites, In: Geological investigations of agricultural ores, Trans. Sci. Inst. 17 th sess. Int. Geol. Congr. Leningrado. p. 95-113.

- Kesler, S.E., 1978, Metallogensis of the Caribbean region: Journal of the Geol.--
Soc. of London v. 135 p. 429-441.
- Kilmer, F.H., 1977, Reconnaissance geology of Cedros Island, Baja California, -
Mexico: Southern Cal. Acad. Sci. Bulletin, v. 76 p.91-98.
- Kilmer, F.H., 1979, A geological sketch of Cedros Island, Baja California, México
In: P.L. Abbot and R.G., Gastil (Editors) "Baja California Geology" Geol. -
Soc. of Am. Annual Meeting in San Diego, Field Guides and Papers. p.11-28.
- Kimbrough, D.L., 1979, Volcanic-plutonic secuencias, Cedros Island. In: P.L. Abbot-
and R.G., Gastil "Baja California Geology" Geol Soc. Am. Ann. Meeting in San-
Diego Field Guides and papers p. 29-36.
- Krummenacher, D., Gastil, R.G., Bushee, J. and Dupont, J. 1975, K-Ar apparent -
ages, Peninsular Ranges Batholith, Southern California and Baja California: -
Geol. Soc. Am. Bull. v.86 no. 6 p. 760-768.
- Lindgren, W., 1889, Notes on the Geology of Baja California Mexico: Calif. Acad.-
Sci. and serie v.1 p.173-196.
- Livingston, D.E., Mauger, R.L., and Damon, P.E., 1968, Geochronology of the empla-
zament, enrichment and preservation of Arizona porphyry copper deposit: Ec.-
Geol. v. 63 p. 30-36.
- Lozano, R.F., 1975, Evaluación petrolífera de la Península de Baja California: -
Bol. Asoc. Mex. de Geol. Petrol. v.27 Num. 4-6, p.106-303.

Mammerickx, J. and Klitgord, K.D., 1982, Northern East Pacific Rise: Evolution --
from 15 m.y.v.p. to the present: Jour. of Geoph. Research v.87 No.B-8, --
p.6751-6759.

McEldowney, R.C., 1970, Geology of the Northern Sierra Pinta Baja California, Méx.
Thesis for Master of Sci. San Diego St. University, Inédito. 78p.

Mina, U.F., 1957, Bosquejo Geológico del Territorio sur de Baja California: Bol.--
Asoc. Mex. Geol. Petrol. v.9 p.139-270.

Minch, J.A., 1969, A depositional contact between the pre-batholithic Jurassic -
and Cretaceous rocks in Baja California: Geol. Soc. Am. Abstracts with pro -
grams for 1969 p.42-43.

Moehlman, R.S., 1935, Dikes and veins of the El Alamo gold District, Baja Calif. -
Mex.: Ec. Geol. v. 30 No. 7 p. 750-763.

Morán-Zenteno, D.J., 1982, Geología de la República Mexicana: Publicación de la -
Dir. Gral. de Geografía de la Secretaría de Programación y Presupuesto (SPP).
p. 5-20.

Moore, T.H., 1975, Structure and petrology of the Sierra San Andrés phiolite, Viz
caino Peninsula, B.C.: Thesis for Master of Sci. San Diego St, Univ.Inédito.

Nishihara, H. 1957, Origen del depósito de manganeso de Lucifer, en Baja Califor -
nia, Méx. Bol. Soc. Geol. Mex. v. XX No. 2 p.29-38.

Nishihara, H., 1958, Origen de los depósitos cupríferos en mantos en Baja California Méx.: Bol. Soc. Geol. Mex. v.XXI No. 1 p.95-110.

Núñez, M.A. y Torres, R.V., 1984, Análisis Metalogenético Regional de la porción suroccidental de la República Mexicana: Tesis Prof. Fac. Ing. UNAM. Inédito.

Ojeda, R.J., 1979, Resúmen de datos estratigráficos y estructurales de la Formación Monterrey, que aflora en el área de San Hilario, B.C.S. Rev. Geomimet No. 100

Ortega-Gutiérrez, F., 1982, La evolución magmática y metamórfica del complejo cristalino de La Paz, B.C.S., Soc. Geol. Mex. VII Conv. Nal. Programas y resúmenes.

Patterson, D.L., 1979, The Valle Formation-Physical stratigraphy and depositional model, South, Vizc. Península. In: P.L. Abbot and R.G. Gastil Editors "Baja California Geology: Geol. Soc. Am. Ann. Meet. in San Diego Field Guides and papers.

Penrose conference participants, 1972, Penrose field conference: ophiolites: Geotimes, v.17 No. 12 p. 24-25.

Raisz, E., 1964, Landforms of México: Cambridge Mass. Geographic Branch of Office of Naval Research 2nd. Ed.

- Rangin, C., 1978, Speculative model of Mesozoic geodynamic: Central Baja California to northeastern Sonora, Mex. In: D.G. Howell and K.E. McDougal (Ed.) "Mesozoic Paleogeography of western United States" Soc. Econ. Paleontologist. -- Symp. 2, p.107-116.
- Rangin, C., 1979, Evidence of superimposed subduction and collision processes during Jurassic-Cretaceous time along Baja California Continental Borderland. In: -- P.L. Abbot and R.G. Gastil Editors "Baja California Geology" Geol. Soc. Am. -- Annual Meet. in San Diego. Field Guides and papers p.37-52.
- Routhier, P. 1980, Où sont les métaux pour L'avenir les provinces métalliques, -- essai de métallogénie globale: B.R.G.M. Mem.105. 409 p.
- Salas, G.P. 1975, Carta y provincias metalogénicas de la República Mexicana: Publicación 21-E C.R.M. 200 p.
- Sillitoe, R.H. 1972, A plate tectonic model for the origin of porphyry copper -- deposits: Econ. Geol. v.67 p.184-197.
- Sillitoe, R.H. 1973, The tops and bottoms of porphyry copper deposits: Econ. -- Geol. v.68 p. 799-815.
- Sillitoe, R.H. and Bonham, H.F., 1984, Volcanic landforms and ore deposits: Econ. Geol. v.79 p.1286-1298.

- Silver, L.T., Stehli, E.G., Allen, C.R., 1963, Lower Cretaceous pre-batholithic -- rocks of norther Baja California, Mexico: Am. Ass. of Petrol. Geol. Bull. - v-47 p.1054-2059.
- Silver, L.T., Anderson, T.H., 1978, Mesozoic magmatism and tectonism in Northern-Sonora and their implications for mineral resources: Resúmenes del primer - simposio sobre la Geología y el potencial minero de Sonora. Hermosillo, Son. - Inst. de Geología, UNAM. p. 117-118.
- Suppe, J., and Armstrong, R.L., 1972, Potassium-Argon dating of Franciscan Metamor- phic rocks: Am. Jour Sci. v. 272 p. 217-233.
- Titley, S.R., and Beane, R.E., 1980, Porphyry copper: Part. I, Geologic settings, - petrology and tectogenesis: Econ. Geology 75th Anniversary Volume p.214-234.
- United States Geological Survey, 1980, Prospecto de mapas del Circum-Pacífico: - Consejo del Circum-Pacífico para energéticos y rec. min. Reporte abierto 80-- 1059, co-editado por el C.R.M. México.
- Wilson, I.F. y Veytia, M., 1949, Geología y yacimientos minerales de la región -- manganesífera de Lucifer, al NW de Santa Rosalía, B.C.S.: Boletín 25 del - INIRM. 180 p.
- Wilson, I.F. y Rocha, V.S., 1957, Geología y yacimientos minerales del Distrito - cuprífero de El Boleo, B.C. Méx., Boletín No. 41 del INIRM. 416p.
- Wisser, E., 1954, Geology and ore deposits of Baja California, México: Econ. Geol. v.49 p.44-76.

ANEXO 1

TABLAS GEOCRONOLOGICAS (METODO K-Ar) PARA ROCAS INTRUSIVAS DE LA PENINSULA DE BAJA CALIFORNIA

Muestra	Localización Geográfica	Min. datado *	Edad m.a.a.p.	Tipo Roca*	Referencia
1	LN: 32°35' LW: 115°44'	B P	59.1+0.6 78.3+2.3	Tn	Gastil et al 1974
2	LN: 32°36' LW: 116°02'	B	87.3+0.6	Ad	"
3	LN: 32°32' LW: 115°53'	B	74.8+0.6	Tn	"
4	LN: 32°24'	B	114.2+0.7 100.7+1.3	Gd	"
5	LN: 32°25' LW: 116°23'	H	98.4+1.5	Tn	"
6	LN: 32°22' LW: 116°28'	H	104.8+3.2	Tn	"
7	LN: 32°23' LW: 116°66'	M	85.9+1.0	Gd	"
8	LN: 32°24' LW: 115°53'	H	95.3+2.1	Ga	"
9	LN: 32°20' LW: 116°17'	B H	90.1+0.9 97.2+0.9	Tn	"
10	LN: 32°22' LW: 115°58'	B	77.7+0.5	Tn	"
11	LN: 32°20' LW: 116°02'	B H	102.5+0.4 83.8+0.6	Dcz	"

Muestra No.	Localizacion Geográfica	Min. datado*	Edad m.a.a.p.	Tipo Roca*	Referencia
12	LN: 32°19' LW: 116°17'	B P	93.2+0.6 94.8±4.3	Ga	Gastil et al 1974
13	LN: 32°17' LW: 116°31'	B H	98.0+0.6 103.8±1.0	Tn	"
14	LN: 32°15' LW: 116°35'	B	97.9+1.0	Gd	"
15	LN: 32°15' LW: 116°19'	B H	94.1+0.6 99.2±0.7	Tn	"
16	LN: 32°14' LW: 116°14'	B P	95.1+1.9 77.3±1.9	Tn	"
17	LN: 32°11' LW: 116°13'	B H	95.9+0.8 99.3±0.9	Dez	"
18	LN: 32°17' LW: 116°02'	B H	67.7+0.5 90.9±1.2	Tn	"
19	LN: 32°06' LW: 116°02'	B H	110.1+1.0 104.8±0.7	Gd	"
20	LN: 32°07' LW: 116°30'	B H	105.0+0.8 104.9±1.2	Gd	"
21	LN: 32°15' LW: 115°58'	B H	77.1+0.6 112.7±3.0	Tn	"
22	LN: 32°07' LW: 115°56'	B H	92.8+0.6 94.0±0.7	Tn	"
23	LN: 32°07' LW: 115°45'	B M	77.9+0.5 81.9±1.0	Ad	"

Muestra No.	Localizacion Geográfica	Min. datado*	Edad m.a.a.p.	Tipo Roca*	Referencia
24	LN: 32°02' LW: 116°37'	B H	100.1+0.8 103.6+2.3	Gd	"
25	LN: 32°02' LW: 116°07'	B P	87.2+0.6 84.9+2.6	Peg	"
26	LN: 32°00' LW: 116°25'	H	104.2+1.4	Ga	"
27	LN: 31°58' LW: 115°22'	B	107.8+0.7	Gd	"
28	LN: 31°58' LW: 116°00'	B H	89.0+0.6 82.7+1.5	Gd	"
29	LN: 31°52' LW: 116°33'	B H	106.4+0.8 107.9+1.1	Gd	"
30	LN: 31°53' LW: 116°35'	H	103.6+1.4	Tn	"
31	LN: 31°54' LW: 116°05'	B P	97.8+0.6 104.3+1.3	Gd	"
32	LN: 31°55' LW: 115°54'	B	89.0+0.6	Gd	"
33	LN: 31°54' LW: 115°54'	M	86.8+0.6	Ad	"
34	LN: 31°47' LW: 115°49'	B H	89.7+0.6 97.0+1.9	Tn	"
35	LN: 31°41' LW: 116°00'	M	91.3+0.9	Gd	"

Muestra No.	Localización Geográfica	Min. datado*	Edad m.a.a.p.	Tipo Roca#	Referencia
36	LN: 31°38' LW:116°28'	B	103.5±0.7	Tn	Gastil et al 1974
37	LN: 31°34' LW:116°00'	H	94.9±2.5 (edad de meta morfismo)	Anf	"
38	LN: 31°34' LW:116°30'	H	105.2±1.1	Tn	"
39	LN: 31°30' LW:116°34'	Act	95.9±1.7	Ga	"
40	LN: 31°30' LW:115°11'	B	65.5±0.4	Ad	"
41	LN: 31°22' LW:115°15'	B	78.7±0.8	Gd	"
42	LN: 31°19' LW:115°27'	B	81.4±0.4	Dcz	"
43	LN: 31°19' LW:116°24'	H	104.8±2.0	Tn	"
44	LN: 31°18' LW:115°26'	B	79.2±1.0	Gd	"
45	LN: 31°00' LW:115°07'	B	80.9±0.6	Ub	"
46	LN: 31°03' LW:114°49'	B H	85.0±0.6 80.0±1.4	Tn	"
47	LN: 30°52' LW:114°46'	B	80.0±2.2	Tn	"

Muestra No.	Localización Geográfica	Min. datado*	Edad m.a.a.p.	Tipo Roca*	Referencia
48	LN: 28°21' LW: 115°15'	H	142.0+13.0	Gd-Tn	Suppe and Armstrong 1972
49	LN: 28°14' LW: 113°36'	H	114.0+2.5	Gd	Gastil et al 1974
50	LN: 28°11' LW: 113°25'	B	116.6+3.6	Gd	"
51	LN: 28°01' LW: 113°25'	Ort	107.0+2.5	Mz	Barthelmy, 1979
52	LN: 28°02' LW: 113°25'	Rt	106.3+2.3	Dcz	Damon et al, 1983
53	LN: 25°17' LW: 110°57'	B	74.1+2.0	Gd	Gástil, et al, 1974
54	LN: 24°49' LW: 110°39'	H	98.4+5.2	Tn	"
55	LN: 23°18' LW: 109°34'	H	75.2+2.0	D	"
56	LN: 23°23' LW: 109°25'	B	73.2+2.0	Gd	"
57	LN: 22°53' LW: 109°51'	H	88.2+2.3	Tn	"

* MINERALES DATADOS

B: Biotita
H: Hornblenda
M: Moscovita
P: Plagioclasa
Act: Actinolita
Ort: Ortoclasa
Rt: Roca Total

TIPO DE ROCA

Gd: Granodiorita
Tn: Tonalita
D : Diorita
Dcz: Diorita cuarcífera
Ga: Gabro
Ad: Adamelita
Ub: Ultrabásica
Peg: Pegmatita
Anf: Anfibolita
Mz: Monzonita

A N E X O I I

Indice alfabético de localidades mineras de la península de
Baja California.

Baja California Norte:

Agua chiquita 68	Cerro del centinela 03
Agua dulce 35	Ciento Pies 22
Aguajito, El 83	Cochalosa, La 87
Alamo, El 47	Corindón 54
Alborada 56	Columbia 111
Alejandra (W) 22	Córquida 30
Alejandra (C _u) 22	Cumbre, La 48
Alicia 39	Chapina-Palogacho 11
Arco, El 125	Chimeneas 17
Babalú, El 67	Chollas 114
Barita, minas de 86	Chuy 20
Barril, El	Delfina, La 57
Beatriz 28	Desengaño 104
Biznaga 39	Enriqueta 21
Bonet 118	Eréndira 49
Brújula, La 69	Escondida, La 109
Buenavista 20	Esmeralda 97
Bufadora, La	Especlarita 55
Calmalli 122	Esperanza 92
Campo Rodríguez 74	Evangelina (Au) 26
Cañada del gringo 90	Evolución 94
Caramayola, La 90	Evolución 94
Cerro Blanco 82	Fenómeno, El 27
Cerro Pelón 85	Fenómeno de cobre, El 40

Fortuna, La 53
Gato, El 16
Gloria a Dios 52
Golpe, El 16
Grulla, La 38
Guadalupe No. 2 10
Guadalupe Solís 49
Hércules-Coloso 51
Ilusión, La 51
Irma 26
Islas Cedros (Cr) 124
Islas Cedros (Diat.) 121
Islas Cedros (Au) 117
Jaboncillos 32
Josefina 102
Jueves Santo 43
Julio César 100
Julia, La 100
Kentucky 113
León Grande 107
Luciano 96
Madrileña 12
Manzano, El 77
Margarita 16
Margarita y Elisa 12
Marte 34
Mezquital, El 13
Milla, La 14
Milagro, El 73
Minas de Varita 86
Mina México 70
Moctezuma 45
Morro, El 72
Neptuno 29
Nochebuena 41
Olivia 29
Palma del gringo, La 71
Palomas, Las 106
Picacho 43
Picale 93
Picale bis 93
Pilitas, Las 18
Piña, La 78
Pionero 102
Porvenir 20
Princesa, La
Prosperidad, La 84
Puerto de Oro 25
Pulpo, El 115
P.V. 31 112
P.V. 54 119
Rancho Viejo 46
Raquelito 70
Real del Castillo 24

Redondito 42	Sierra de Juárez 19
Rosarito 75	Socorro 55
Salto, El 89	Socorro, El 62
San Antonio del Mar (Fe,Ti) 59	Taraicito, El 76
San Antonio del Mar (Cu) 60	Tepustepec 50
San Felipe 63	Teresita, La 57
San Fernando 88	Toro, El 110
San Isidro	Tórtola, La 81
San Jorge 23	Turquesa 83
San Jorge Mina de Agua 31	Valladares 66
San José 64	Víbora 80
San Juan 116	Zacatosa, La 15
San Pedro y San Pablo 87	Zona Gavilanes 16
San Ramón - Bonita 02	
San Telmo 65	<u>Baja California Sur:</u>
Santa Catarina 95	Azteca, La 25
Santa Cruz 58	Bahía Magdalena 39
Santa Clara 36	Boleo, El 21
Santa Elena 39	Campo Los Cocos, 14
Santa Elena 105	Campo Nuevo 16
Santa Margarita 46	Campo Estock 15
Santa Rosalía 50	Comundá 33
Santa Teresa 61	Datilón, El 10
Santa Ursula 87	Delicias, Las 24
Santo Niño 01	El Pilar 44
Sauzalito, El 81	El Tigre 04

El Triunfo - San Antonio 46	Rancho San Andrés 117
Esmeralda, La 13	San Antonio - El Triunfo 46
Estrella Polar 52	San Bartolomé 09
Eureka 23	San Cristóbal 07
Gavilán El 26	San Guillermo 06
Guadalupe-Trinidad 27	San Hilario 45
Guerrero Negro 01	San Javier 12
Isla Carmén (Mn) 34	San Jorge 07
Isla Carmén (Na) 35	San José I 06
Isla Magdalena 39	San Jose II 09
Isla Santa Margarita (Mg) 40	San José del Cabo 58
Isla Santa Margarita (Mn) 41	San Juanico 30
La Calera 53	San Juan de la Costa 43
La Minita 11	San Marcos 22
Lucifer 20	San Nicolás 30
Juan Marquez 48	San Roque (Cu) 18
Mangle 56	San Roque (P) 19
Mezquite El 16	San Rita 42
Mina El Volcán	Santa Rosa 28
Mina Estrella Polar 52	Santa Rosalva 21
Mina El Palmar 54	Santiago 55
Mina la Colpa 47	Santo Domingo 36
Morro Hermoso (Mg) 03	Tambabiche 37
Morro Hermoso (Cu) 05	Tajo Otto Graft 49
Ojo de Liebre 01	Todos Santos 51
Purísima, La 31	Trinidad, La 57

A N E X O I I I

TABLAS CON CARACTERISTICAS METALOGENETICAS

PARA LOS YACIMIENTOS DE BAJA CALIFORNIA

ESTADO: BAJA CALIFORNIA NORTE

MUM.	CODIGO	SIMBOLO	NOMBRE DEL YACIMIENTO	COORDENADAS GEOGRAFICAS	ELEMENTO METALICO	LEYES Y TONELAJE	ROCA ENCAJONANTE	ESTRUCTURAS	TIPO DE YACIMIENTO	EPOCA METALOGEN.	AMBIENTE METALOGENICO
1	3a3548C125		Santo Niño	LN:32°30' LM:116°	Cu		Volcánicas y Volcanoclasticas(?)			Cretácico Inferior(?)	Arco magnético con emplazado en Sec. volcano-sed. metamorfizada (?)
2	4a0000C000		San Ramón-Bonita	LN:32°33' LM:115°59'	Au						
3	10a0000C000		Cerro del Centinela	LN:32°38' LM:115°44'	Mn					Cretácico Superior	
4	10c0000C0700		Hexicali	LN:32°26' LM:115°29'	Talco		Esquistos, gneis		De metamorfismo regional		
5	3a3548C125		Cerro Colorado	LN:32°28' LM:116°65'	Cu		Volcánicas (?)			Cretácico Inferior	Arco magnético con emplazado en Sec. volcano-sed.
6	1a1300C116 (?)		Sin Nombre	LN:32°26' LM:116°10'	W				"Skarn" de Tungsteno	Cretácico Superior	Arco magnético con emplazado en rocas calcáreas.
7	3a3548C125		El Sueño Amparo	LN:32°22' LM:116°55'	Cu		Tobas riolíticas	po irregular.	Hidrotermal de alta temperatura.	Cretácico Inferior	Arco magnético con emplazado en rocas volcano-sed.
8	4a0000C000		Sin nombre	LN:32°19' LM:116°32'	Au		Tonalita	Vetas			
9	4a1300C006		Chapo	LN:32°19' LM:116°18'	Au					Cretácico Superior(?)	
10	10a0004C000		Guadalupe No. 2	LN:32°19' LM:116°15'	Mn	16.5% de MnO ₂	Esquistos	Vetas		Cretácico Superior(?)	
11	4a0004C126 (?)		La Chapina-Palozco-La Princesa	LN:32°22'y 29' LM:116°08'y 07'	Au			Vetas		Cretácico Superior	
12	1a1304C116		Margarita y Elisa Madriñena	LN:32°22'a 23' LM:116°02'	W		Capas calcáreas en paragneises		"Skarn"	Cretácico Superior	Arco magnético con emplazado en rocas calcáreas
13	4a0300C048		El Mesquital	LN:32°20'	Au		Depositos aluviales y residuales		Placer		Ambiente continental.
14	4a0704C126		La Hilla	LN:32°17' LM:115°57'	Au		Gneises	Vetas	Hidrotermal de alta Temp.	Cretácico Superior	Arco Magnético Continental
15	10a0009C000		La Zacatosa	LN:32°14' LM:116°10'	MN			Vetas			
16	1a1304C116		Zona Gavilanes Margarita El Golpe Los Picachos La Morana I	LN:De 32°14' a 32°16' LM:De 116°00' a 116°02'	W (Mn,Fe)	0.2% a 10% de WO ₃	Cuerpos lenticulares de caliza en secuencia metaconglomerática.	Cuerpos tabulares y lenticulares.	"Skarn" de Tungsteno	Cretácico Superior	Arco magnético con emplazado en rocas calcáreas
17	1a1304C116		Chimenes	LN:32°16' LM:	W		Caliza metamorfozada en sec. sedimen. metamorfizada	Cuerpos Tabulares	"Skarn" de Tungsteno	Cretácico Superior	Arco magnético con emplazado en rocas calcáreas.
18	1a1304C116		Las Pilitas La Pintada 3 Hermanas	LN:32°12' LM:116°03'	W		Caliza en paragneises	Cuerpos Tabulares	"Skarn" de Tungsteno	Cretácico Superior	Arco magnético con emplazado en rocas calcáreas.
19	10a0004C000		Sierra de Juárez	LN:32°10' LM:115°45'	Mn					Cretácico Superior	
20	4a0004C000		Porvenir Buenavista Chuy	LN:32°11' a 32°13' LM:115°23' a 115°25'	Au			Vetas		Cretácico Superior (?)	
21	1a1304C116 (?)		Enriqueta	LN:32°08' LM:115°18'	W		Secuencia metamórfica Paleozoica (?)			Cretácico Superior (?)	
22	1a1304C116		Ciento Pies Alejandra	LN:32°07' LM:116°07'	W	2,000 ton. con ley de 0.3 a 0.4% de WO ₃	Caliza metamorfozada.	Cuerpos Tabulares	"Skarn" de Tungsteno	Cretácico Superior	Arco magnético con emplazado en rocas sed. con gran cantidad de CaCO ₃
23	1a1304C116		San Jorge	LN:32°08' LM:116°02'	W		Caliza en paragneises	Cuerpo Tabular	"Skarn" de W	Cretácico Superior	Arco magnético con afectando rocas sed con gran cantidad de CaCO ₃
24	4a0704C126		Real del Castillo	LN:32°03' LM:116°20'	Au		Esquistos	Vetas	Hidrotermal de Alta Temp.	Cretácico Superior	Arco magnético continental
25	4a0704C126		Puerto de Oro	LN:32°04' LM:116°12'	Au		Esquistos	Vetas	Hidrotermal de alta Temp.	Cretácico Superior(?)	Arco magnético continental
26	4a0704C126		Evangelina Irma	LN:de 32°01' a 32°02' LM:de 32°09' a 32°16'	Au		Esquistos	Vetas	Hidrotermal de alta Temp.	Cretácico Superior (?)	Arco magnético continental
27	1a1304C116		El Peñonero Rosa de Castilla	LN:de 31°58' a 32°01' LM:de 116°00' a 116°10'	W	0.2 a 0.7% de WO ₃ 60,000 T de Min.	Sedimentos metamorfizados	Lentes Mantos y bolsas	"Skarn" de Tungsteno	Cretácico Superior	Arco magnético continental emplazado en rocas calcáreas.

NUM.	CODIGO	SIMBOLO	NOMBRE DEL YACIMIENTO	COORDENADAS GEOGRAFICAS	ELEMENTO METALICO	LEYES Y TONELAJE	ROCA ENCAJONANTE	ESTRUCTURAS	TIPO DE YACIMIENTO	EPOCA METALOGEN.	AMBIENTE METALOGENICO
28	1a1304C116		Beatriz	LN:32°01' LW:116°05'	W (Fe, Mn)		Caliza en secuencia Sedim. metamorf.	Cuerpo Tubular	"Skarn" de Tungsteno	Cretácico Superior	Arco magnético continental emplaz. en rocas calcáreas
29	1a1304C116		Olivia Prospecto Norma Neptuno	LN:32°05' LW:De 115° 50' a 115° 58'	W con Au en Neptuno		Tactita en secuencia metasedimentaria,	Cuerpo Tubular en Olivia. Chimenea en Norma	"Skarn" de Tungsteno	Cretácico Superior	Arco magnético continental emplaz. en rocas calcáreas
30	4a0000C000		Córcida	LN:32°00' LW:115°20'	Au						
31	4b3504C125		San Jorge mina de agua	LN:31°58' LW:116°39'	Au, Cu		Granodiorita	Veta	Hidrotermal de alta Temp.	Cretácico Inferior Medio	Arco magnético continental
32	10a000C076		Jaboncillo	LN:31°57' LW:116°18'	Talco		Esquistos		Metamorfismo Regional	Cretácico Superior (7)	
33	4a0704C126		Sin nombre	LN:31°57' LW:116°09'	Au		Intrusivo que varía de gd a tn.	Veta	Hidrotermal de alta Temp.	Cretácico Superior	Arco magnético continental
34	1a1304C116		Marte	LN:31°58' LW:116°02'	W		tactita en horfela	Cuerpo Tubular	"Skarn" de Tungsteno	Cretácico Superior	Arco magnético continental emplaz. en rocas calcáreas
35	4a0704C126		Agua Dulce	LN:31°55' LW:116°02'	Au		Intrusivo que varía de gd a tn.	Vetas	Hidrotermal de alta Temp.	Cretácico Superior	Arco magnético continental.
36	4a3546C126		Santa Clara	LN:31°54' LW:116°23'	Au		Diorita cuarzofera	Vetas	Hidrotermal de alta Temp. (7)	Cretácico Superior	Arco magnético continental.
37	4c0000C000		La Bufadora	LN:31°44' LW:116°07'	Au, Ag Cu, Pb		Lava y Toba andesíticas y dacíticas	Vetas			
38	2a3504C035		La Grulla	LN:31°41' LW:116°30'	Fe (Cu)		Granodiorita Intrusionando a Andesitas y Brechas	Vetas	"Skarn" ferrífero	Cretácico Inferior	Arco magnético continental emplaz. en rocas volcánicas sedimentarias
39	4a0000C048		Risnaga Santa Elena Alicia	LN:31°36' LW:116°06'	Au		Depósitos aluviales y residuales sobre esquistos y tonalita	Diseminado	Placer	Terciario Reciente	
40	3a0000C000		El fenómeno de Cobre	LN:31°38' LW:115°06'	Cu						
41	4c0000C008		Noche Buena	LN:31°40' LW:45°09'	Au, Ag (Cu)		Lavas dacíticas y riolíticas	Veta	Hidrotermal de alta Temp. (7)	Mioceno-reciente	
42	4a0000C008		El Redondito	LN:31°40' LW:115°11'	Au		Volcánicas Terciarias				

NUM.	CODIGO	SIMBO- LO	NOMBRE DEL YACIMIENTO	COORDENADAS GEOGRAFICAS	ELEMENTO METALICO	LEYES Y TONELAJE	ROCA ENCAJONANTE	ESTRUCTURAS	TIPO DE YACIMIENTO	EPOCA METALOGEN.	AMBIENTE METALOGENICO
43	4c000C008		Jueves Santo Escondida Pisachon	LN: 31°30' a 31°39' LM: 115° 06' a 07'	Au, Ag (Pb)		Lavas y Tobsa riola- cíticas y andesíti- cas	Veta		Mioceno- Plioceno	
44	4c000C008		Mina La Fortuna	LN: 31°34' LM: 115°08'	Au, Ag (Be)		Pisarras y dacitas	Veta		Mioceno- Plioceno(?)	
45	4c000C008		Moctezuma	LN: 31°33' LM: 115°06'	Au, Ag (Pb)	Au: 1.3 g/tn Ag: 169g/tn Pb: 1-1.1%	Lavas y Tobsa sólidas	Vetas		Mioceno- Plioceno(?)	
46	3a3506C125		Santa Margarita Rancho Viejo	LN: 31°31' LM: 116° 32' a 116° 34'	Cu, Au (Ag)	Cu: 04 Au: 1.8gr/tn	Volcanoesdri. intrus. por gabro	Veta	Hidrotermal de alta temp.	Cretácico inferior	Arco magnético continental
47	4a0706C126 (7)		El Alamo	LN: 32°33' LM: 116°03'	Au, Ag		Diorita cuarcifera intrusionada por - diques de gabro y diabasa	Vetas	Hidrotermal de alta temp. (?)	Cretácico Superior	Arco magnético continental
48	3a0704C126		La Cumbre	LN: 31°26' LM: 115°44'	Cu		Granodiorita con intrusiones dioríti- cas	Vetas	Hidrotermal de alta temp.	Cretácico Inf. (?) Sup. (?)	Arco magnético continental
49	2a0504C035		Guadalupe Solís Eréndira	LN: 31°20' LM: 116° 18' a 116° 19'	Fe (Cu)		Andesitas metamorf. intrusionadas por granodiorita	Vetas-manto	"Skarn" ferrífero-cu- prífero	Cretácico inferior	Dominio arco insu- lar-mar marginal (?)
50	2a0546C035		Tapusteta Santa Rosalva	LN: 31°17' LM: 116°22'	Fe		Andesitas, tobas y caliza intrusiona- das por diorita	Cuerpos Tabulares y Vetas	"Skarn" ferrífero	Cretácico inferior	Dominio arco insu- lar-mar marginal 71
51	2a0404C035		La Ilusión Hercules-Coloso	LN: 31°18' LM: 116°17' a 19'	Fe		Caliza y metavolc. interestratificadas	Manto y Cuerpos irreg.	"Skarn" ferrífero	Aptiano-Ce- nománico.	Dominio arco insu- lar-mar marginal
52	3a0004C000		Gloria a Dios	LN: 31°16' LM: 116°13'	Cu		Ignea intrusiva ácida	Veta		Cretácico inferior(?)	
53	3a000C000		La Fortuna	LN: 29°37' LM: 115°07'	Cu						
54	10c704C016		Corindon	LN: 31°15' LM: 115°32'	Corundo (Al ₂ O ₃)		Ortogneis y Pegmatita		Pegmatítico	Cretácico Superior	Arco magnético continental
55	3a0546C126		Socorro Espeularita	LN: 31°10' a 11' LM: 116°16'	Cu	7% de Cu	Andesita	Stockwork Vetas y manto	Hidrotermal de alta temp.	Aptiano Cenomania- no.	Dominio arco insular-mar margi- nal.
56	3a0546C126		Alborada	LN: 31°08' LM: 116°16'	Cu (Au)	3% de Cu	Andesita	Cuerpo Irregular	Hidrotermal de alta temp.	Aptiano Cenomania- no.	Dominio arco insu- lar-mar marginal
57	3a0546C126		La Delfina La Teresita	LN: 31°09' LM: 115°13' a 15'	Cu (Fe)		Lava y toba andesítica	Vetas en La Delfina Chimenea en Teresita	Hidrotermal de alta Temp.	Aptiano Cenomania- no.	Dominio arco insu- lar-mar marginal

MUM.	CDIGO	SIMBO- LO	NOMBRE DEL YACIMIENTO	COORDENADAS GEOGRAFICAS	ELEMENTO METALICO	LEYES Y TONELAJE	ROCA ENCAJONANTE	ESTRUCTURAS	TIPO DE YACIMIENTO	EPOCA METALOGEN.	AMBIENTE METALOCENICO
58	4a0000C000		Santa Cruz	LN: 31°07' LW: 115°52'	Au		Pizarra	Vetas		Cretácico Superior (?)	
59	2c3700C048		San Antonio del Mar	LN: 31°06' LW: 116°17'	Fe, Ti, Sr	65% de Fe 20 25% Ti 1.5-10% Sr	Arenas no Consolida- dadas	Diseminada	Placer	Reciente	Planicie Costera
60	3a0500C125		San Antonio del Mar	LN: 31°07' LW: 116°15'	Cu, Au		Aglomerados y Tobas andesíticas	Stockwork	Hidrotermal de alta Temp.	Aptiano Cenoman.	Dominio arco in- sular-mar margi- nal.
61	4b0546C125		Santa Teresa	LN: 31°04' LW: 115°55'	Au, Cu (Fe)			Cuerpo irregular	Hidrotermal de alta Temp. (?)		
62	4a0000C000		El Socorro	LN: 31°00' LW: 116°03'	Au				"Skarn"?		
63	11a0024C008		San Felipe	LN: 31°03' LW: 119°54'	S	30-35% de S	Tobas riolíticas y riolodíticas	Bolsas y Vetillas	Fase fumaróli- ca y solfatóri- ca de derrames	Terciario Superior reciente	
64	3a0004C000		San José	LN: 30°59' LW: 115°40'	Cu			Vetas	Hidrotermal de alta Temp.	Cretácico Inf. Medio	
65	4c0500C005		San Telmo	LN: 30°53' LW: 116°03'	Au, Ag			Vetas	Hidrotermal de alta Temp. (?)	Aptiano Cenoman.	Dominio arco in- sular-mar margi- nal
66	4A0300C048		Valladares Santa Fe	LN: 30°53' LW: 115°25' a 115°40'	Au	Vetas de ba- ja ley... en gd y gneis concentración de placer en 1500m ² y 1m de espesor.	Depósitos aluviales y residuales sobre granodiorita y gneis.	Diseminado.	Placer	Reciente	71
67	2a0546C35		El Bahalf	LN: 30°41' LW: 115°41'	Fe	65% de Fe	Caliza en lavas y Tobas andesíticas	Veta	"Skarn" ferrí- fero?	Cretácico	
68	4c0704C126		Agua Chiquita	LN: 30°32' LW: 115°50'	Au, Ag		Contacto de intrusi- vo granítico con me- tasedimentos	Veta	Hidrotermal de alta Temp. (4)	Cretácico Superior (?)	Arco magmático continental
69	2a0504C035		La Brújula	LN: 30°53' LW: 119°44'	Fe	50% de Fe	Caliza, toba calcá- rea y brechas	Mantos	"Skarn" ferrífero	Cretácico Inf. medio	Dominio arco in- sular-mar margi- nal
70	4c0704C126		Mina México Raquelito	LN: 30°32' LW: 115°40'	Au, Ag		Tonalita	Veta	Hidrotermal de alta Temp.	Cretácico Superior(?)	Arco Magmático continental
71	2a0504C035		La Palma del gringo	LN: 30°32' LW: 115°31'	Fe (Cu)	38% de Fe 1.8% de Cu	Caliza intercala- da Cu toba y lava andesítica	Mantos	"Skarn" ferrífero-ou- prif.	Cretácico medio	Dominio arco in- sular marginal
72	4c0700C126		El Morro	LN: 30°31' LW: 115°29'	Au, Ag Cu		Pórfido gabro-dio- rítico	Veta	Hidrotermal de alta Temp.	Cretácico Superior(?)	Arco magmático continental

NUM.	CUJICO	SÍMBO- LO	NOMBRE DEL YACIMIENTO	COORDENADAS GEOGRÁFICAS	ELEMENTO METÁLICO	LEYES Y TONELAJE	ROCA ENCAJONANTE	ESTRUCTURAS	TIPO DE YACIMIENTO	EPOCA METALOGÉN.	AMBIENTE METALOGÉNICO
73	4a0700C126		El Milagro	LN: 30°30' LW: 115°30'	Au			Vetas	Hidrotermal de alta Temp.	Cretácico Superior	Arco magmático continental
74	2a0504C035		Campo Rodríguez Cañada del gringo	LN: de 10°25' a 30°28' LW: 115°23'	Fe	Campo Rodrí- guez 60.2% de Fe Cañada 55.7% de Fe	Andesitas, traquitas traquilonitas intrusivas por granodiorita	Vetas	"Skarn" ferrífero	Cretácico inf. medio	Dominio arco insu- lar-mar marginal
75	2a0500C035		Rosarito	LN: 30°29' LW: 115°21'	Fe		Lavas y Tobs ácidas metamorf.	Vetas	"Skarn" ferrífero	Cretácico inferior	Dominio arco insu- lar-mar marginal
76	2a0500C035		El Teracito	LN: 32°23' LW: 115°41'	Fe			Manto	"Skarn" ferrífero	Cretácico inferior	Dominio arco insu- lar-mar marginal
77	2a0504B035		El Manzano	LN: 30°17' LW: 115°36'	Fe	62.7% de Fe 1'306,380Ton probables	Andesitas metamorf. intrusionadas por monzonita	Manto	"Skarn" ferrífero	Cretácico inferior	Dominio arco insu- lar-mar marginal
78	2a0504C035		La Piña	LN: 30°09' LW: 115°29'	Fe			Vetas	"Skarn" ferrífero	Cretácico inferior	Dominio arco insu- lar-mar marginal
79	3a0504C125		Alejandra	LN: 30°08' LW: 115°22'	Cu (Fe)		Granodiorita	Relleno de fracturas	Hidrotermal de alta temp.	Aptiano- Cenomania- no	Dominio arco insu- lar-mar marginal
80	3a0500C125		Víbora	LN: 30°08' LW: 115°31'	Cu		Toba y lava ácida- intermedia	Vetas	Hidrotermal de alta temp.	Aptiano- Cenomania- no	Dominio arco insu- lar-mar marginal
81	2a0504C035		La Tortola El Sauzalito	LN: 30°05' a 06' LW: 115°22'	Fe (Cu)		Granito(?)	Vetas	"Skarn"(?)	Aptiano- Cenomania- no	Dominio arco insu- lar-mar marginal
82	2a0504C035		Cerro Blanco	LN: 30°05' LW: 115°16'	Fe		Granodiorita	Veta	"Skarn" ferrífero	Aptiano- Cenomania- no	Dominio arco insu- lar-mar marginal
83	2a0504C125		Aguaquito Turquesa La Prieta	LN: 30°00' a 02' LW: 115°23' a 27'	Cu, Fe Turquesa		Contacto de intru- sivo con metasedi- ment. y metavolcáni- cas.	Vetas y Vetil- las	Hidrotermal de alta Temp.	Aptiano- Cenomania- no	Dominio arco insu- lar-mar marginal
84	2a0500C005		La Prosperidad	LN: 30°01' LW: 115°03'	Fe, Mn	50% de Fe	Andesita	Cuerpos estrati- formas	Volcanogénico (?)	Aptiano Cenomania- no	Dominio arco insu- lar-mar marginal
85	3a0504C125		Carro Pelón	LN: 30°00' LW: 115°24'	Cu		Contacto granito - metased. (?)	Vetillas	Hidrotermal de alta Temp.	Aptiano Cenomania- no	Dominio arco insu- lar-mar marginal
86	8d0000C137 (?)		Minas de Barita	LN: 29°58' LW: 114°41'	Ba		Esquistos y gneises	Veta	Hidrotermal de mediana Temp.	Mioceno- Plioceno(?)	
87	2a0504B035		Santa Uruala San Pedro La Cochalosa	LN: 29°56' a 58' LW: 115°19' a 21'	Fe		Lava y toba andesi- tica con caliza in- tercalada	Vetas-Mantos	"Skarn" ferrífero	Aptiano Cenomania- no	Dominio arco insu- lar-mar marginal
88	2a0504C035		San Fernando	LN: 29°56' LW: 115°15'	Fe		Andesitas	Vetas-Mantos	"Skarn" de Fe	Aptiano Cenomania- no	Dominio arco insu- lar-mar marginal

ESTAD. BAJA CALIFORNIA NORTE

NUM.	CODIGO	SIMBO- LO	NOMBRE DEL YACIMIENTO	COORDENADAS GEOGRAFICAS	ELEMENTO METALICO	LEYES Y TONELAJE	ROCA ENCAJONANTE	ESTRUCTURAS	TIPO DE YACIMIENTO	EPOCA METALOGEN.	AMBIENTE METALOGENICO
89	2a0500C035		El Salto	LN: 29°54' LM: 115°24'	Fe		Granodiorita	Manto	"Skarn" de Fe	Aptiano- Cenomania- no	Dominio arco insu- lar-mar marginal
90	2a0504C035		La Ceramayoán	LN: 29°55' LM: 115°22'	Fe		Metasedimentarias	Manto	"Skarn" de Fe	Aptiano- Cenomania- no	Dominio arco insu- lar-mar marginal
91	2d0504C035		El Gato	LN: 29°55' LM: 115°16'	Fe, Cu		Pizarra y andesita	Manto y Stockwork	"Skarn"	Aptiano- Cenomania- no	Dominio arco insu- lar-mar marginal
92	2d0500C035		Esperanza	LN: 29°55' LM: 115°13'	Fe, Cu			Veta-manto	"Skarn"	Aptiano- Cenomaniano	Dominio arco insu- lar-mar marginal
93	2d0500C035		Picala Picala Bis	LN: 29°49' LM: 115°09'	Fe, Cu			Manto	"Skarn"	Aptiano- Cenomaniano	Dominio arco insu- lar-mar marginal
94	3a0504C005		Evolución	LN: 29°47' LM: 115°05'	Cu		Granodiorita	Manto	"Skarn" (?)	Cretácico	Dominio arco insu- lar-mar marginal
95	2a0504C035		Sta. Catarina	LN: 29°42' LM: 115°02'	Fe		Caliza y metavolcá- nicas	Cuerpo irregular	"Skarn" ferífero	Aptiano- Cenomaniano	Dominio arco insu- lar-mar marginal
96	3a0504C125		Luciano	LN: 29°42' LM: 115°01'	Cu		Toba y lava riolítica	vetas-manto	Hidrotermal de alta temp.	Aptiano- Cenomaniano	Dominio arco insu- lar-mar marginal
97	3a0500C125		Esmeralda	LN: 29°40' LM: 115°07'	Cu (Au, Ag)			Vetas	Hidrotermal de alta temp.	Aptiano- Cenomaniano	Dominio arco insu- lar-mar marginal
98	4a0700C126		Sin nombre	LN: 29°05' LM: 113°57'	Au		Tonalita	Veta		Cretácico Superior	Arco magnético continental
99	3a0504C125		Evangelina	LN: 29°36' LM: 115°01'	Cu (Au, Ag)	7.4% de Cu	Tonalita	Vetas	Hidrotermal de alta temp.	Cretácico Inferior	Dominio arco insu- lar-mar marginal
100	3a0500C125		Julio Cesar (La Ju- lia)	LN: 29°22' LM: 115°04'	Cu (Au, Ag)	7.2% de Cu	Andesita y riolita	Manto y Veta	Hidrotermal de alta temp.	Cretácico Inferior	Dominio arco insu- lar-mar marginal
101	2a0500C125		Las Arrastras	LN: 29°34' LM: 114°24'	Cu		Esquistos	Vetas	Hidrotermal de alta temp.	Cretácico Inf. medio	Dominio arco insu- lar-mar marginal
102	4a0704C126		El Pionero La Josefina	LN: 29°35' a 38' LM: 114°16'	Au		Esquistos	Vetas	Hidrotermal de alta temp.	Cretácico Superior (?)	Arco magnético continental
103	4a0704C126		Chapala	LN: 29°30' LM: 114°37'	Au		Diorita		Hidrotermal de alta temp.	Cretácico Superior	Arco magnético continental
104	4a0704C126		Desenjaño	LN: 29°23' LM: 114°14'	Au		Volcánicas intru- sionadas por tona- lita	Vetas	Hidrotermal de alta temp.	Cretácico Superior	Arco magnético continental
105	4a0704C126		Santa Elena	LN: 29°17' LM: 114°10'	Au			Vetas	Hidrotermal de alta temp.	Cretácico Superior	Arco magnético continental
106	2a0546C035		Las Palomas	LN: 29°05' LM: 114°32'	Fe	45% de Fe	Andesita y riolita (Lava y toba)	Vetas	"Skarn" ferífero	Aptiano Cenomaniano	Dominio arco insu- lar-mar marginal

NUM.	CODIGO	SIMBOLO	NOMBRE DEL YACIMIENTO	COORDENADAS GEOGRAFICAS	ELEMENTO METALICO	LEYES Y TONELAJE	ROCA ENCAJONANTE	ESTRUCTURAS	TIPO DE YACIMIENTO	EPOCA METALOGEN.	AMBIENTE METALOGENICO
107	4a0700C126		León Grande Bonanza	LN: 29°03' LM: 114°15'	Au		Diorita, gneis, esquisto	Vetas	Hidrotermal de alta temp.	Cretácico Superior	Arco magmático Continental
108	4a0700C126		Hin Nombre	LN: 29°05' LM: 113°57'	Au		Tonalita	Vetas			
109	4a0700C126		La Escondida	LN: 29°09' LM: 113°40'	Au				Hidrotermal de alta temp.	Cretácico Superior	Arco magmático Continental
110	3a0000C000		El Toro	LN: 29°02' LM: 113°42'	Cu			Veta			
111	4b0000C120		Columbia	LN: 28°50' LM: 114°19'	Au, Cu		Píxarra, andesita	Veta	Hidrotermal de alta temp.		
112	4b0000C120		P.V. 31	LN: 28°56' LM: 114°14'	Au, Cu		Toba y lava riolítica y andesítica	Veta			
113	4c0000C110		Kentucky	LN: 28°49' LM: 113°37'	Au, Ag Pb, W		Esquisto intrusivo por gd	Veta	Hidrotermal de mediana temp.	Cretácico o Terciario. (?)	
114	4a0000C130		Las Chollas	LN: 28°49' LM: 113°31'	Au		Ortogneises	Veta	Hidrotermal de mediana Temp.	Terciario (?)	
115	4a0000C130		El Pulpo	LN: 28°46' LM: 113°35'	Au		Tonalita-granodiorita.	Vetas	Hidrotermal de mediana temp.		
116	4c0000C130		San Juan	LN: 28°43' LM: 113°54'	Au, Ag (Pb)		Granodiorita que intrusióna esquistos.	Vetas	Hidrotermal de mediana temp.		
117	4b0546C125 3a(?)		Isla Cedros	LN: 28°21' LM: 115°15'	Au, Cu		Granodiorita intrusiva con tobas	Vetas	Hidrotermal de alta temp.	Cretácico Superior	Dominio arco insular-mar marginal.
118	200546C035		Bonet	LN: 28°20' LM: 113°54'	Cu, Fe (Au, Ag)			Stockwork y Vetas	"Skarn" ferrífero	Cretácico Superior	Dominio arco insular-mar marginal
119	3a0000C000		P.V. 54	LN: 28°18' LM: 113°05'	Cu			Veta			
120	4c0000C000		El Barril	LN: 28°10' a 20' LM: 112°50'	Au, Ag (Fe)			Vetas			
121	a/n3700b027		Isla Cedros	LN: 28°06' LM: 115°11'	Diatomita	5,000,000 de tn	Arenisca cuaroferrilimas y arcillas	Estratificación	Sedimentario	Mioceno	fosas de recubrimiento de plataforma
122	4b0546C125		Calmilif	LN: 28°05' LM: 113°26'	Cu, Au		Granodiorita-tonalita	Veta	Hidrotermal de alta temp.	Cretácico Inferior	Dominio arco insular-mar marginal
123	3a0500C035		Isla Cedros	LN: 28°05' LM: 115°11'	Cr		Anfibiolita y serpentinita		Ortomagmático	Jurásico medio-sup.	Dominio arco insular-mar marginal
124	3a0546A163		El Arco	LN: 28°01' LM: 115°11'	Cu	0.6% de Cu 0.2g Au/Ln 6 Millones de tn	Andesita intrusiva por cuerpo que varía de diorita a granodiorita	Stockwork, Vetas	Pérfido Cuprífero	Cretácico Medio 93-107 m.a.	Dominio arco insular-mar marginal

ESTADO BAJA CALIFORNIA SUR

MUN.	CODIGO	SIMBO- LO	NOMBRE DEL YACIMIENTO	COORDENADAS GEOGRAFICAS	ELEMENTO METALICO	LEYES Y TONELAJE	ROCA ENCAJONANTE	ESTRUCTURAS	TIPO DE YACIMIENTO	EPOCA METALOGEN.	AMBIENTE METALOGENICO
1	6B3700A068		Ojo de Liebre Guerrero Negro	LN: de LM: de	NaCl				Evaporítico	Reciente	Rocas de recubrimien- to de plataforma
2	s/n3700 027		Sin Nombre		Dolomita						
3	6A0046C145		Morro hermoso	LN: 27°34' LM: 114°43'	Mg		Roca serpentiniza- da		Hidrotermal de baja temp.		
4	5a0508C015 o 07		El Tigre	LN: 27°32' LM: 114°36' R 38'	Cr	47.2% de Cr ₂ O ₃	Serpentinita	Lenticular, Ve- tas y diseminado	Concentración Magmática	Jurásico medio-sup.	Dominio arco insu- lar-mar marginal
5	3a0546C005		Morro hermoso	LN: 29°33' LM: 114°37'	Cu			Vetas		Jurásico medio-sup.	Dominio arco insu- lar-mar marginal (?)
6	6d0046C145		San José I (a) San Guillermo (b) El Tigre (c)	LN: 27°33' LM: 114°30'	Mg	a) 30,000 T b) 30,000 T c) 10,000 T	Andesita	Vetas	Hidrotermal de baja temp.	Jurásico Sup. Cret. Inferior	
7	6d0046C145		San Jorge San Cristobal	LN: 27°10' LM: 114°20'	Mg						
8	s/n3700 027		Sin Nombre (en Bahía San Cristobal)	LN: 27°21' LM: 114°31'	Diatomita			Estratifica- ción	Sedimentario	Mioceno medio sup.	Rocas de recubrimien- to de plataforma
9	6d0046B145		San José II San Bartolomé	LN: 27°29' LM: 114°19'	Mg	41.3% de Mg 230,000 Tn	Lava y toba ande- sítica	Lenticulas, Stockwork Vetas y bolsas	Hidrotermal de baja Temp.	Jurásico sup-Cretá- cico Inf.	
10	3a0546C125		El Datilón (La Rinconada)	LN: 27°26' LM: 114°18'	Cu	5% de Cu	Andesita	Vetas	Hidrotermal de alta temp.	Jurásico Superior	Dominio arco insu- lar-mar marginal
11	4a0546C125		La Ninita	LN: 27°29' LM: 119°11'	Au			Veta	Hidrotermal de alta temp.	Jurásico Superior K-Inf.	
12	5c0000C000		San Javier	LN: 27°20' LM: 114°18'	Asbesto		Serpentinita y andesita	Vetas			
13	3a0546C125 (?)		La Esmeralda	LN: 27°26' LM: 114°15'	Cu			Vetas	Hidrotermal de alta (?) temperatura		
14	4a0546C125 (?)		Campo Los Cocas	LN: 27°23' LM: 114°18'	Cu, Au				Hidrotermal de alta Temp. (?)		Dominio arco-insu- lar-mar marginal
15	4a0300C048		Campo Stock	LN: 27°22' LM: 114°15'	Au			Diseminado	Depósito de placer.	Reciente	
16	4a0300C048		a) Campo Nuevo b) El Mezquite	a) LN: 27° - 23' LM: 114° - 12' b) LN: 27° - 24' LM: 114° - 13'	Au			Diseminado	Depósito de placer	Reciente	
17	4a0000C000		Rancho San Andrés	LN: 27°16' LM: 114°23'	Au			Veta			
18	3a0000C000		San Roque	LN: 27°00' LM: 114°24'	Cu						

NÚM.	CODIGO	SÍMBOLO	NOMBRE DEL YACIMIENTO	COORDENADAS GEOGRAFICAS	ELEMENTO METALICO	LEYES Y TONELAJE	ROCA ENCAJONANTE	ESTRUCTURAS	TIPO DE YACIMIENTO	EPOCA METALOGEN.	AMBIENTE METALOGENICO
19	2a3700C027		San Roque	LN: 27°09' LW: 27°04'	P	4.7 de P ₂ O ₅		Estratificación	Sedimentario Químico	Oligoceno-Mioceno	Rocas de recubrimiento de plataforma.
20	2a 26A008		Lucifer	LN: 27°26' LW:112°22'	Mn	300,000 Ton con 49 - 48% de Mn	Toba intermedia arenisca tobácea rocas volcánicas. (Fu Doleo)	Manto y Vetan		Plioceno Inferior	Ambiente de apertura continental
21	3a 26A008		El Doleo	LN: 27°17' LW:112°18'	Cu (Zn,Ag, Mn,Pb,-Co)	3.6% de Cu mas de 1,100,000 Tn de min de Cu	Toba intermedia arenisca tobácea rocas volcánicas. (Fu Doleo)	Mantos		Plioceno Inferior	Ambiente de apertura continental
22	6a1726A028		San Marcos	LN: 27°15' LW:112°05'	Yeso	17,768,000Tn	Arenisca tobácea	Estratificación.	Sedimentario Químico	Plioceno	Rocas de recubrimiento de plataforma (durante apertura continental).
23	10a0000C000		Eureka	LN: 27°12' LW:112°05'	Mn	25-30% de Mn	Arenisca	Nódulos, vetillas			
24	10a0748C007		Las Delicias	LN: 26°57' LW:112°04'	Mn		Andesitas		Hidrotermal de mediana Temp. (?)	Mioceno Sup. (?)	Arco magnético continental amb. hidrotermal.
25	10a0748C007		La Arteca	LN: 26°55' LW:112°00'	Mn	20-25% de Mn	Andesita	Relleno de fracturas	Hidrotermal de mediana Temp. (?)		
26	10a0748C007		El Gavilán	LN: 26°51' LW:111°58'	Mn	50-60% de Mn	Andesitas (Lava y Toba)	Relleno de fracturas	Hidrotermal de mediana temp. (?)	Mioceno Superior (?)	Arco magnético continental (amb. hidrotermal)
27	10a0748C007		Guadalupe Trinidad	LN: 26°52' LW:111°58'	Mn		Andesita	Vetillas	Hidrotermal de mediana Temp. (?)	Mioceno Superior (?)	Arco magnético continental (amb. hidrotermal).
28	10a0748C007		Santa Rosa	LN: 26°45' LW:111°40'	Mn		Andesitas	Relleno de grietas	Hidrotermal de mediana temp. (?)	Mioceno Superior (?)	Arco magnético continental
29	10a0748C007		Santa Teresa	LN: 26°43' LW:111°35'	Mn		Lava y Toba andesítica	Vetillas		Mioceno Superior (?)	Arco magnético continental
30	10a0748C007		Santa Iwabel San Nicolás San Juanico Punta Pájipito	LN: 26°35' LW:111°33'	Mn		Andesíticas	Vetillas		Mioceno Superior (?)	Arco magnético continental
31	2a3700C027 -B 7		La Purísima	LN: 26°14' LW:112°06'	P	24% de P ₂ O ₅ (?)	Arenisca	Estratificación	Sedimentario Químico	Oligoceno Sup.-Mioceno Inf.	Roca de recubrimiento de plataforma
32	10a0748C007		Punta Manglas	LN: 26°18' LW:111°25'	Mn			Vetillas		Mioceno Sup. (?)	Arco magnético continental (?) Amb. hidrotermal
33	10a0000C000 (?)		Comodó	LN: 26°05' LW:111°51'	Talco						
34	10a0748C007 ?		Isla Carmen	LN: 26°03' LW:111°06'	Mn		Volcánicas y Volcanosedimentarias	Vetillas			
35	6a3700C06H		Isla Carmen	LN: 25°54' LW:111°11'	Na				Evaporitas	Reciente	Rocas de recubrimiento de plataforma.

ESTADO: BAJA CALIFORNIA SUR

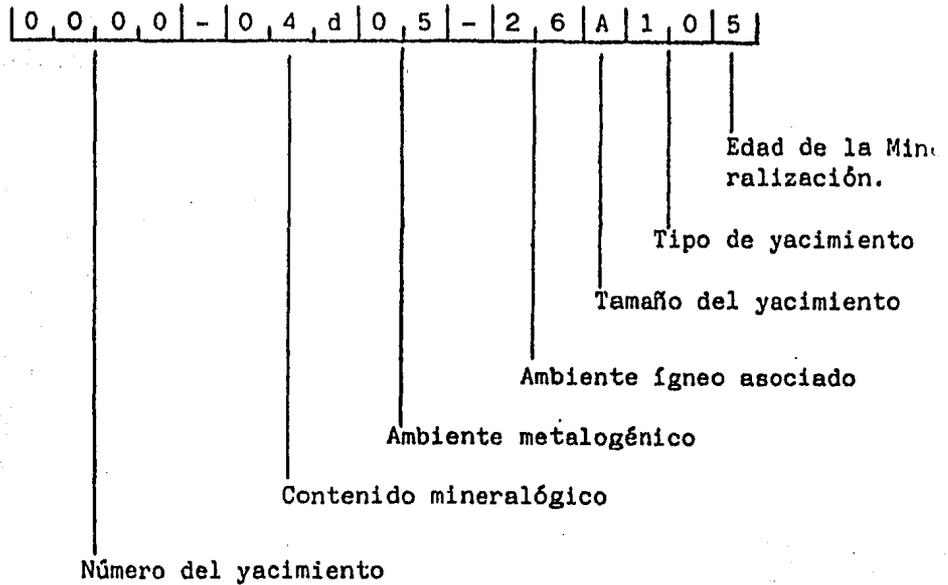
NUM.	CODIGO	SIMBU- LO	NOMBRE DEL YACIMIENTO	COORDENADAS GEOGRAFICAS	ELEMENTO METALICO	LEYES Y TONELAJE	ROCA ENCAJONANTE	ESTRUCTURAS	TIPO DE YACIMIENTO	EPOCA METALOGEN.	AMBIENTE METALOGENICO
36	2e37007028		Santo Domingo	LN: 25°31' LM: 112°02'	P		Arenas no consolidadas		Sedimentario Químico	Plioceno Reciente	Rocas de recubrimiento de plataforma.
37	2e37008027 ?		Tambabiche	LN: 25°10' LM: 110°36'	P (u)		Arenisca y Toba	Estratificación.	Sedimentario Químico	Oligoceno Sup. Mioceno Inf.	Rocas de recubrimiento de plataforma.
38	2e37007028		Bahía Magdalena	LN: 25°00' LM: 112°04'	P		Arenas no consolidadas		Sedimentario Químico	Plioceno Reciente	Rocas de recubrimiento de plataforma.
39	6d0046C145		Isla Magdalena	LN: 24°49' LM: 112°17'	Mg			Vetillas Módulos	Hidrotermal de baja Temp.	Jurásico Superior	
40	6d0046C145		Isla Santa Margarita.	LN: 24°29' LM: 111°55'	Mg		Esquisto y Serpentina	Vetillas, Módulos Bolsas	Hidrotermal de Baja Temp.	Jurásico Superior	
41	10a0000C000		Isla Santa Margarita.	LN: 24°29' LM: 111°52'	Mn			Vetas			
42	2e37007028		Santa Rita	LN: 24°29' LM: 111°35'	P	10% de P ₂ O ₅	Arena y arenisca		Sedimentario Químico	Plioceno Reciente	Rocas de recubrimiento de plataforma.
43	2e37008027		San Juan de la Costa	LN: 24°32' LM: 110°46'	P (U)	18% de P ₂ O ₅	Toba, arenisca Tofáceas	Estratificación	Sedimentario Químico	Oligoceno Sup. Mioceno Inf.	Rocas de recubrimiento de plataforma.
44	2e37007027		El Pilar	LN: 24°25' LM: 110°01'	P (U)		Areniscas y lutitas Tofáceas, Tobas	Estratificación	Sedimentario Químico	Oligoceno Superior	Rocas de recubrimiento de plataforma.
45	2e3700A27		San Hilario	LN: 24°29' LM: de 110° 40' a 110° 00',	P (U)	de 11% a 18% de P ₂ O ₅	Arenisca y lutitas tofáceas, tobas	Estratificación	Sedimentario Químico	Oligoceno Sup. Mioceno Inf.	Rocas de recubrimiento de plataforma.
46	4c00048136 (?)		Distrito de El Triunfo-San Antonio 1) Sistema de vetas San José Mina Comstock y otras 2) Sistema El Triunfo Mina Mandocaha Mina Sta. Rosa Mina San Rafael Mina Gobernadora y Otras 3) Sist. Sn Antonio Mina Primavera Mina Klondak Tajo Sn. Antonio Tajo Simón	LN: de 23° 46' a 23° 51' LM: de 110° 01' a 110° 07'	Au, Ag (SB; M, Cu)		Metosedimentarias (esquistos y gneissas) intrusivas (diorita, monzonita granodiorita) ortogneissas.	Sistemas de Vetas	Hidrotermal de mediana Temperatura	Cretácico Superior (?) Terciario Inferior (?)	
47	4b0004C136 (?)		Sistema de vetas El Triunfo Mina La Colpa	LN: 23°47' LM: 110°03'	Au, Cu (Ag)		Diqueplitico	Veta	Hidrotermal de mediana Temp.,	Cretácico Sup. (?) Terc. inf. (?)	
48	4a00007048		Placer de Juan Márquez	LN: 23°40' LM: 110°12'	Au				Placer	Plioceno Reciente	
49	4a0000C048		Tajo Otto Graft	LN: 23°37' LM: 110°02'	Au				Placer	Plioceno Reciente	
50	4a0000C000		Mina El Volcán	LN: 23°28' LM: 110°12'	Cu		Metamórficas	relleno de fracturas			
51	4c0004C136 (?)		Todos Santos	LN: 23°25' LM: 110°11'	Au, Ag, Cu, (M)						
52	4a0000C000		Mina Estrella Polar	LN: 23°25' LM: 110°06'	Au	50 gr Au / tn			Veta		
53	6a0000C000		La Calera	LN: 23°26' LM: 110°02'	Mármol		Ortogneiss				
54	4a0000C000		Mina El Palmar	LN: 23°26' LM: 110°02'	Au		Ortogneiss	Veta			

NUM.	CODIGO	SIMBOLO	NOMBRE DEL YACIMIENTO	COORDENADAS GEOGRAFICAS	ELEMENTO METALICO	LEYES Y TONELAJE	ROCA ENCAJONANTE	ESTRUCTURAS	TIPO DL YACIMIENTO	EPOCA METALOGEN.	AMBIENTE METALOGENICO
55	4c0000C000		Santiago	LN: 23°25' LM: 109°51'	Au, Ag (H)						
56	3a0000C000		Mangla	LN: 23°24' LM: 109°33'	Cu						
57	3a0000C000		Distrito La Trinidad. a) Mina El Cajoncito. b) Mina Cerro de la Mina. c) Mina Contrabando	LN: 23°23' LM: 109°34'	Cu			Vetas			
58	4c0000C000		San José del Cabo	LN: 23°10' LM: 109°40'	Au, Ag						

ANEXO IV

TABLAS CON NOMENCLATURA METALOGENETICA

CLAVE GENERAL:



El símbolo del ejemplo representa:

- Yacimiento No. 0000
- Contenido mineralógico: Ag, Pb, Zn, (Au,Cu)
- Ambiente metalogénico: Dominio arco insular-mar marginal
- Ambiente ígneo asociado: Volcánico marino intermedio a ácido
- Tamaño: Mayor a 1,000,000 de toneladas de mineral de Pb, Zn
- Tipo de yacimiento: Volcánico- sedimentario
- Edad de la mineralización: Jurásico - Cretácico inferior

I.- CONTENIDO MINERALOGICO: Símbolo interior coloreado.

C O L O R	a = ○	b = □	c = ◇	d = ◊	e = ◈
1.- Bermellón	W	Sn	Be	Nb, Ta	Li
2.- Rojo ladrillo.	Fe	Ti	FeTi(V)	Fe(Mgn)Cu	P
3.- Naranja	Cu	Mo	CuMo	CuZn(Ag)	CuAu Ag
4.- Amarillo	Au	AuCu	AuAg	AgPbZn (AuCu)	AgCo
5.- Verde	Cr	Ni	Co	CuNi(Co)	Asbesto
6.- Azul verde.	Ca	Na	K	Mg	B
7.- Azul	Pb	Zn	PbZn	PbZnAg (AuCu)	-
8.- Púrpura	Hg	Sb	F	Ba	Sr
9.- Café claro.	U	V	UV	Th	Uth
10.- Café oscuro.	Mn	Al	Gpo.Cia nita.	Pirofi- lita.	Talco
11.- Negro	s	FeS	Tierras raras	Diamante	Grafito

- NOMENCLATURA MINERALOGICA DE LOS YACIMIENTOS MAPEADOS.

Letras verticales: elementos nativos y óxidos. Au, Mn, Fe

Letras verticales subrayadas: sulfuros. Pb, Zn, Ag

Letras verticales subrayadas con puntos: silicatos. Mn.

Letras cursivas: sulfatos *YESO*

Letras cursivas subrayadas: carbonatos y fosfatos *Pb*

Letras cursivas subrayadas con guiones: Haluros y fluoruros, *Na, F*

II.- AMBIENTE METALOGENICO: Barras alrededor del núcleo.

<u>NOMENCLATURA MODIFICADA (1984)</u>		<u>EQUIVALENTE CARTA 1975</u>	
01	○ Plataforma carbonatada. Sedimentos de gran espesor no volcánicos.	01	○ Secuencia miogeosinclinal. Sedimentos de gran espesor no volcánicos.
03	○ Continental post-orogénico	03	○ Rocas de recubrimiento de cuencas subsecuentes.
05	○ Dominio arco insular- mar marginal.	05	○ Secuencia eugeosinclinal. Sedimentos de gran espesor y rocas volcánicas intercaladas.
07	○ Arco magmático continental (ambiente sub-volcánico y/o Hidrotermal).	07	○ Rocas volcánicas de origen continental y esencialmente no deformadas.
13	○ Arco magmático continental emplazado en rocas calcáreas.	13	○ No hay equivalente.
15	○ No hay equivalente.	15	○ Secuencia metamórfica de gran espesor, carácter original oscuro.
17	○ No hay equivalente.	17	○ Secuencia de rocas félsicas volcánicas intercaladas con rocas sedimentarias terrestres y marinas.
35	○ Arco magmático continental emplazado en secuencias volcano-sedimentarias en ocasiones metamorfizadas.	35	○ Secuencia volcano-sedimentaria de edad Arcaico y ambiente tectónico incierto.
37	○ Rocas de recubrimiento de plataforma incluyen o planicies costeras.	37	○ Rocas de recubrimiento de plataforma incluyendo planicies costeras.
57	○ Zona de expansión oceánica.	57	○ No hay equivalente.
71	○ Arco magmático continental emplazado en rocas sedimentarias tipo - - " flysch ".	71	○ No hay equivalente.

III.- AMBIENTE IGNEO EN/O ASOCIADO CON: Barras alrededor del núcleo.

<u>NOMENCLATURA MODIFICADA (1984)</u>		<u>EQUIVALENTE CARTA 1975</u>	
02	○ Rocas alcalinas	02	○ Rocas alcalinas
04	○ Igneo intrusivo ácido (granito, granodiorita, cuarzomonzonita, tonalita, etc).	04	○ Rocas felsíticas, - granito a diorita - cuarcífera.
06	○ Igneo intrusivo básico (gabro, - diabasa, etc.)	06	○ Rocas gabroicas, -- inclusive diabasa.
08	○ Rocas ultrabásicas y secuencias ofiolíticas (peridotitas, noritas, harzburgitas, etc.)	08	○ Rocas ultramáficas.
24	○ Volcánico continental ácido -- (riolitas).	24	○ No hay equivalente.
26	○ Volcánico marino intermedio a - ácido.	26	○ No hay equivalente.
28	○ No hay equivalente.	28	○ Rocas alcalino-má-- ficas.
46	○ Igneo intrusivo intermedio ---- (diorita, monzonita, anortosita).	46	○ Diorita.
48	○ Volcánico continental interme-- dio (andesitas, etc.)	48	○ No hay equivalente.
68	○ No hay equivalente.	68	○ Anortosita.

IV.- TAMAÑO RELATIVO DEL YACIMIENTO:

CATEGORIAS DE TAMAÑO DE LOS DEPOSITOS MINERALES.

(Toneladas métricas de metal o mineral contenido a menos que se -
especifique otra cosa).

	Grande = A	Mediano = B	Pequeño =
Aluminio (bauxita)	1,000,000,000	1,000,000	
Antimonio	50,000	5,000	
Asbesto	10,000,000	100,000	
Azufre	10,000,000	100,000	
Barita (BaSO ₄)	5,000,000	50,000	
Berilio (BeO)	1,000	10	
Boro (B ₂ O ₃)	10,000,000	100,000	
Cobalto	20,000	1,000	
Cobre	1,000,000	50,000	
Cromo (Cr ₂ O ₃)	1,000,000	10,000	
Estaño	100,000	5,000	
Estroncio (sales)	1,000,000	10,000	
Fierro (mena)	100,000,000	5,000,000	
Fluorita (CaF ₂)	5,000,000	50,000	
Fosfatos (P ₂ O ₅)	200,000,000	200,000	
Grafito	1,000,000	10,000	
Grupo del Platino	500	25	
Litio (LiO ₂)	100,000	10,000	
Magnesio (MgCO ₃)	10,000,000	100,000	
Manganeso (Tons. de 40% de Mn)	10,000,000	100,000	
Mercurio (frascos)	500,000	10,000	
Molibdenc	200,000	5,000	
Níquel	500,000	25,000	
Nobio-Tántalo (R ₂ O ₃)	100,000	1,000	
Oro	500	25	
Pirita (FeS ₂)	20,000,000	200,000	
Plata	10,000	500	
Plomo	1,000,000	50,000	
Potasio (K ₂ O)	10,000,000	1,000,000	
Sodio (sales)	10,000,000	1,000,000	
Sulfuros	10,000,000	100,000	
Talco	10,000,000	1,000,000	
Thorio	10,000	1,000	
Tierras raras (RE ₂ O ₃)	1,000,000	1,000	
Titanio (TiO ₂)	10,000,000	1,000,000	
Tungsteno	10,000	500	
Uranio	10,000	100	
Vanadio	10,000	500	
Yeso-anhidrita	100,000,000	5,000,000	
Zinc	1,000,000	50,000	

V.- TIPO DE YACIMIENTO: Sectores octogonales sombreados en el anillo exterior.

<u>NOMENCLATURA MODIFICADA (1984)</u>		<u>EQUIVALENTE CARTA 1975.</u>	
01	 Yacimientos pegmatíticos y de concentración magmática.	01	 Depósitos pegmatíticos (Bermellón)
02	 Yacimientos sedimentarios químicos.	02	 Sedimentos químicos que no sean evaporíticos. (Rojo ladrillo).
03	 Yacimientos metasomáticos de - contacto ferrífero-(cupríferos)	03	 Depósitos en "skarn" o greisen (de contacto). (Anaranjado).
04	 Depósitos de placeres	04	 Depósitos de placeres. (Amarillo).
05	 No existe este "tipo" de yacimiento.	05	 Macizos mineralizados, - troncos, chimeneas y -- otras formas irregula-- res. (Verde).
06	 Evaporitas	06	 Evaporitas (Azul verde)
07	 Metamorfismo regional	07	 Vetas y zonas de ciza-- llamiento.
08	 Depósitos más o menos concordantes en rocas ígneas.	08	 Depósitos más o menos - concordantes en rocas - ígneas. (Púrpura).
09	 Lateritas	09	 Lateritas. (Café oscuro)
10	 Yacimientos volcano-sedimentarios.	10	 Depósitos diseminados - más o menos estratifica-- dos pero diferentes de-- placeres. (Café oscuro).
11	 Yacimientos metasomáticos de - contacto, polimetálicos	11	 Depósitos de reemplaza-- miento. (Negro).
12	 Yacimientos hidrotermales de - alta temperatura.	12	 No hay equivalente.
13	 Yacimientos hidrotermales de - mediana temperatura.	13	 No hay equivalente.
14	 Yacimientos hidrotermales de - baja temperatura.	14	 No hay equivalente.
15	 Yacimientos paleo-kársticos	15	 No hay equivalente.
16	 Pórfidos de cobre, molibdeno - y oro.	16	 No hay equivalente.

VI. EDAD DE LA MINERALIZACIÓN: Barras alrededor del anillo exterior

<u>NOMENCLATURA MODIFICADA (1984)</u>		<u>EQUIVALENTE CARTA 1975,</u>	
1	 Precámbrico	1	 Precámbrico
2	 Cámbrico-Devónico medio	2	 Cámbrico - Devónico medio
3	 Devónico superior - Triásico inferior	3	 Devónico superior - Triásico inferior
4	 Triásico medio - Triásico sup.	4	 Triásico medio - Jurásico
5	 Jurásico - Cretácico inferior	5	 Cretácico (excepto el superior)
6	 Cretácico superior - Eoceno	6	 Cretácico superior - Eoceno
7	 Oligoceno - Mioceno	7	 Oligoceno - Plioceno
8	 Plioceno - Reciente	8	