



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SAN LUIS POTOSÍ

FACULTAD DE INGENIERÍA  
ÁREA CIENCIAS DE LA TIERRA

CONTROL ESTRUCTURAL DEL SISTEMA DE VETAS Y DIQUES DEL  
DISTRITO MINERO INDÉ, DURANGO.

TRABAJO RECEPCIONAL:

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE  
INGENIERO GEÓLOGO

PRESENTA

Luis Eduardo Guerrero Ibarra

Asesor: Dr. Margarito Tristán González

ENERO DE 2014, SAN LUIS POTOSÍ, SLP.



## CONTENIDO

### RESUMEN

	Página
INTRODUCCIÓN.....	1
Objetivo.....	2
CAPITULO I.-GENERALIDADES .....	3
I.1.-Antecedentes .....	3
I.2.-Localización y extensión del Área.....	4
I.3.-Acceso y Vías de Comunicación.....	4
I.4.-Fisiografía y Geomorfología.....	6
CAPITULO II.-MARCO GEOLÓGICO DEL DISTRITO MINERO“INDÉ” .....	8
II.1.-Geología Regional.....	8
II.2.-Geología Local.....	9
II.3.-Estratigrafía .....	12
CAPITULO III.-MARCO TECTÓNICO REGIONAL.....	22
III.1.-Orogenia Laramide.....	22
III.2.-Provincia de Cuencas y Sierras ( <i>Basin and Range</i> ).....	27
III.3.-Análisis Estructural.....	31
III.4.-Modelo estructural del Bloque Indé .....	43
CAPITULO IV.-MODELO ESTRUCTURAL DEL YACIMIENTO.....	48
CAPITULO V.-IMPLICACIONES ECONÓMICAS .....	54
V.1.-Reseña Histórica .....	54
V.2.-Indé como una reserva nacional de mineral.....	56
V.3.-Producción histórica y reservas .....	57

CONCLUSIONES y RECOMENDACIONES.....	58
BIBLIOGRAFÍA.....	60

## LISTA DE FIGURAS.

	Página
<b>Figura 1.-</b> Localización del área y vías de acceso al área .....	5
<b>Figura 2.-</b> Provincias Fisiográficas de México .....	7
<b>Figura 3.-</b> Columna estratigráfica del área Indé .....	11
<b>Figura 4.-</b> Fotomicrografías tomadas con microscopio óptico polarizado .....	15
<b>Figura 5.-</b> A) Lentes de caliza, B) Conglomerado, ambas imágenes pertenecen a la Formación Mezcalera .....	16
<b>Figura 6.-</b> Microfotografías tomadas con microscopio óptico polarizado.....	19
<b>Figura 7.-</b> Fotomicrografías tomadas con microscopio óptico polarizado .....	20
<b>Figura 8.-</b> Formación de diaclasas en la parte superior del Domo La Bufa.....	21
<b>Figura 9.-</b> Vector de compresión.de la Placa Farallón hacia el margen occidental de la Placa Norteamericana durante la orogenia Laramide .....	25
<b>Figura 10.-</b> Desarrollo del modelo estructural actuante en el Distrito Indé durante la orogenia Laramide.....	26
<b>Figura 11.-</b> Distribución generalizada de fallas extencionales de la Provincia de Cuencas y Sierras del Cenozoico (Medio-Tardío) en México .....	30
<b>Figura 12.-</b> Mapa geológico mostrando las zonas en que fue dividida el área para su estudio estructural.....	32
<b>Figura 13.-</b> Estereograma correspondiente a la Zona 1. ....	34
<b>Figura 14.-</b> Estereograma correspondiente a la Zona 2. ....	36
<b>Figura 15.-</b> Estereograma correspondiente a la Zona 3 .....	38
<b>Figura 16.-</b> Estereograma correspondiente a la Zona 4a .....	40
<b>Figura 17.-</b> Estratificación correspondiente a la Zona 4b.....	41
<b>Figura 18.-</b> Resumen de estereogramas de toda la Zona. ....	42
<b>Figura 19.-</b> Mapa geológico Esc.1:50000 del SGM muestra los límites del Bloque Indé ..	44
<b>Figura 20.-</b> Modelo idealizado del Bloque Indé.....	45
<b>Figura 21.-A y B)</b> Elipse de deformación. ....	47
<b>Figura 22.-</b> Diagrama esquemático mostrando etapa de compresión y transpresión .....	49
<b>Figura 23.-</b> Modelo idealizado propuesto para el yacimiento.....	51
<b>Figura 24.-</b> Mapa de alteraciones del Distrito Minero de Indé.....	53

## RESUMEN

El Distrito Minero de Indé se localiza en la porción norte del estado de Durango, este distrito forma parte de la porción oriental de la provincia Volcánica de la Sierra Madre Occidental. En esta región se encuentra un bloque donde se aprecia una gran ventana de rocas mesozoicas, donde sobresalen las formaciones Gran Tesoro (rocas metamórficas de esquistos, filitas) y Grupo Mezcalera (sedimentos marinos y continentales), intrusionadas por diques y apófisis de granodiorita y cubierta por remanentes de rocas volcánicas del Terciario, además de un domo exógeno denominado Cerro La Bufa. El distrito se caracteriza por la presencia de mineralización relacionada a *skarn* y relleno de fisuras. Con el fin de analizar las características estructurales que guardan estas estructuras, se realizó un análisis estructural basado en la información proporcionada por la Compañía Minera *Electrum*. Este análisis consistió en recabar la información de los planos de estratificación, vetas y diques, los que se analizaron en diagramas estereográficos, con el fin de determinar la relación que guardan las estructuras generadas durante los eventos de deformación a que estuvo expuesta la zona de Indé. Primeramente se dividió el área en cuatro zonas basadas en un análisis morfoestructural, donde se analizaron los planos de estratificación y a través de ellos se determinó el campo de esfuerzo que se desarrolló durante la orogenia Laramide, encontrándose que en esta zona hay rotación de los ejes de las estructuras de WNW a NW. También se analizaron los diques y vetas, donde se aprecia en las cuatro zonas que los diques guardan el mismo rumbo de las estructuras laramídicas, pero no así las vetas que se encuentran dispuestas en patrones perpendiculares a los diques y planos de estratificación. En este trabajo se propone un modelo basado en los resultados del análisis de la disposición que guardan las rocas mesozoicas dentro del Bloque Indé,

el cual sugiere que se trata de una estructura de transpresión producto de una zona de cizalla con movimiento izquierdo, esta estructura tiene forma ligeramente romboidal limitada por fallas, que el SGM interpretó como normales, sin embargo se propone revisarlas porque si el modelo cumple las especificaciones, tendrían que ser fallas inversas.

La mineralización del distrito es atractiva, pues es uno de las zonas mineras más antiguas, pero que aun se sigue encontrando buenas posibilidades de exploración minera. En este trabajo se muestra un modelo idealizado del yacimiento, basado en la presencia de un cuerpo intrusivo a profundidad que es el que ha aportado las condiciones de mineralización.

El modelo estructural que aquí se plantea requiere de un trabajo a detalle de campo en zonas claves, con el fin de comprobar los elementos estructurales que se plantean para que este tenga validez, así como fechamientos radiométricos de las rocas ígneas y mineralización, para tener un mejor control de los eventos que aquí sucedieron.

## INTRODUCCIÓN

El Distrito Minero de Indé, se localiza al NW de la ciudad de Torreón, Coahuila. Geológicamente pertenece a la Provincia Volcánica de la Sierra Madre Occidental (SMOc). La zona de estudio es una ventana geológica que muestra los sedimentos mesozoicos limitado por rocas volcánicas del Terciario formadas de flujos piroclásticos, domos y diques del Grupo Volcánico Superior de la SMOc (McDowell y Keizer 1977). La Formación Mezcalera (Cretácico) está distribuida en la mayor parte del área de estudio; en su porción nororiente está conformada por sedimentos marinos, y en la parte surponiente por conglomerados depositados en un ambiente pelágico con hundimientos cíclicos. En algunas zonas se localizaron lentes de la Formación Gran Tesoro con forma de cuñas en franjas de rumbo NW-SE, similar al rumbo de los primeros eventos volcánicos relacionados con Grupo Volcánico Superior y que tuvieron un desplazamiento tectónico por los esfuerzos de compresión. El límite de los sedimentos continentales con los marinos se encuentra separado por un crestón de magnetita que se originó por reemplazamiento en rocas carbonatadas. Las vetas son de origen hidrotermal y se encuentran en la margen de algunos diques que están controlados por fallas inversas que las desplazan. Como último evento volcánico se tiene el Cerro La Bufa que es un domo volcánico de composición riolítica y que se emplazó en el centro del bloque Indé, siguiendo el mismo patrón de los diques y vetas.

De acuerdo con el análisis realizado para proponer un modelo estructural de esta ventana de sedimentos marinos (Bloque Indé); se concluye que es muy similar a una estructura de *flor positiva*, originada por una zona de cizalla, donde las formaciones más antiguas quedan en el núcleo del bloque limitadas por fallas

inversas de ángulo alto. De acuerdo con el mapa geológico de la carta Geológico-Minera G13-C19 del SGM, la zona de estudio está limitada por fallas normales con rumbos generales NW-SE que limitan los sedimentos mesozoicos de las rocas volcánicas del Terciario, formando una estructura de pilar tectónico, por lo que se sugiere realizar mayor detalle para ver si realmente son fallas normales.

La mayor parte de la mineralización en el distrito se originó por soluciones hidrotermales de relleno de fisuras, pero también se encontraron zonas de enriquecimiento supergénico, mineralización por *skarn*, disseminación y por reemplazamiento de carbonatos.

#### Objetivo

Realizar un análisis estructural del Distrito Minero de Indé, para relacionarlo con el emplazamiento de los yacimientos minerales y de esta manera complementar el modelo geológico con que se cuenta en la actualidad, el cual se basará en la información ya generada y con observaciones de campo recientes.



## CAPITULO I. GENERALIDADES

### I.1. Antecedentes

El área de estudio se localiza en la porción centro occidental de la Carta Geológica Minera Indé G13 C19 del SGM. Sobre la geología del área, se encuentra el trabajo de Russell (1924) sobre un reporte preliminar del Distrito Minero de Indé, en donde menciona la Formación Gran Tesoro considerándola de edad Ordovícica. Main, (1955) realizó un estudio de la estratigrafía y estructuras del área de Cieneguillas, Indé, Durango. Alba-Pascoe (1965), realizó un estudio geológico preliminar del Distrito Minero de Indé y definió informalmente la Formación Indé en el área de estudio; Berumen-Esparza y Pavón-Leal (1983), realizaron un estudio geológico minero del área de Santa María del Oro, Durango recolectando en los bloques de caliza fosilífera de la unidad superior, numerosas colonias de *briozoarios-fenestélidos*, así como *equinodermos* y *crinoideos*, de los cuales mencionaron a *Baryschyranosus* Moore y Jeffords, del Pensilvánico Medio, Zaldívar–Ruiz y Garduño–Monroy (1984), encontraron al norte de Santa María del Oro una cubierta sedimentaria delgada del Carbonífero, la cual se encuentra en discordancia paralela sobre un paquete de lavas almohadilladas. Por otro lado Aranda-García *et al.* (1988) recolectaron de las pizarras negras del Arroyo Pescaditos, palinomorfos de *Classopollisp.*, el cual tiene un alcance desde el Triásico Tardío hasta el Cretácico Tardío. Petróleos Mexicanos (FYPSA, 1979) realizaron un informe geológico sobre un área localizada a unos 50 km de Parral, Chihuahua, donde se utilizó por primera vez el nombre informal de Grupo Mezcalera, para referirse a una secuencia estratigráfica de 1680 m de espesor, correspondiente a un depósito de ambiente pelágico con hundimientos cíclicos.

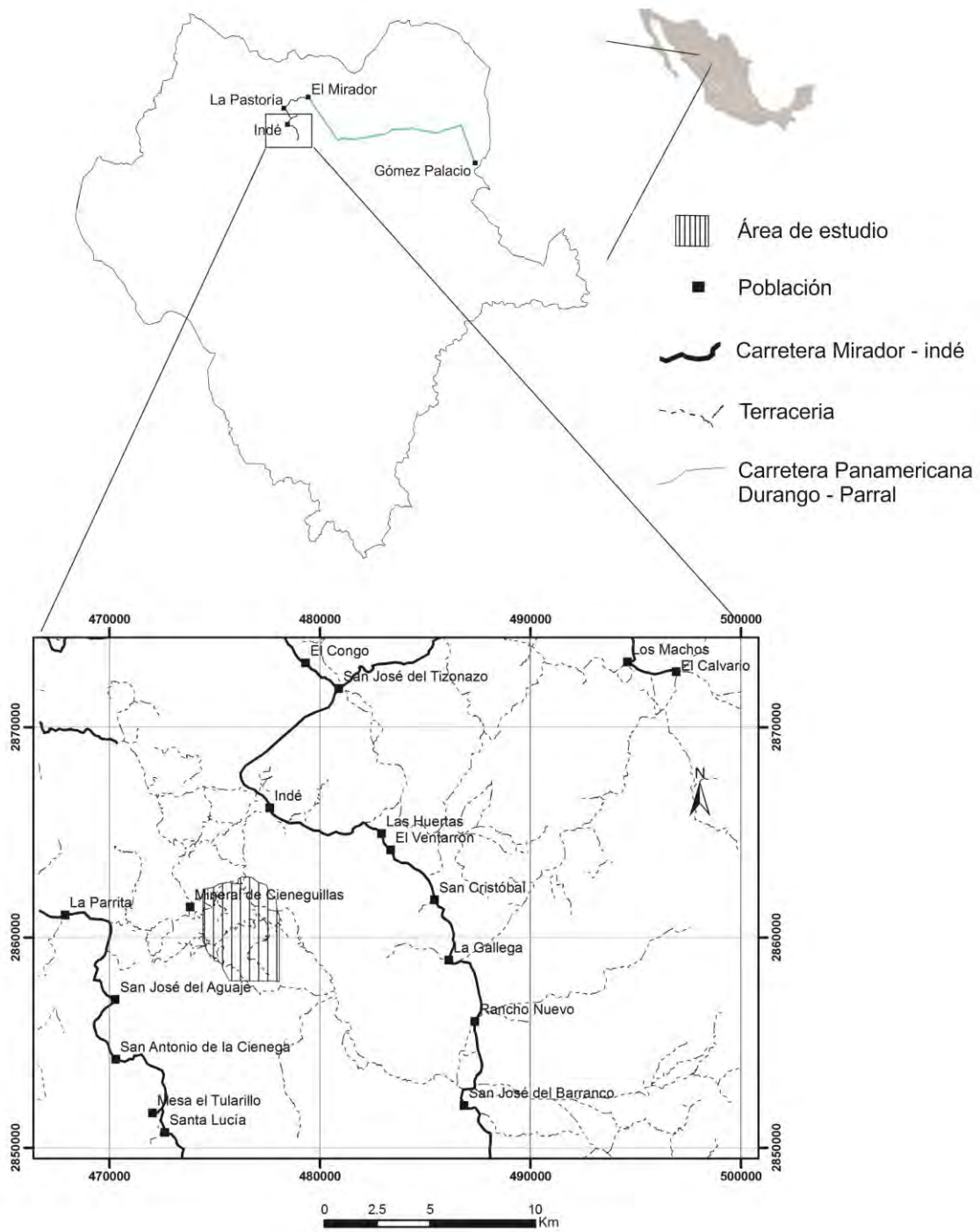
Araujo-Mendieta y Arenas-Partida (1986) establecieron formalmente el nombre de Formación Mezcalera, conservando la localidad tipo y la descripción litológica original. Garduño-Monroy Y Zaldívar-Ruiz (1983) denominan como Conjunto Petrotectónico Tarahumara, al constituido por rocas volcánicas, principalmente riolitas y flujos piroclásticos que integran la Sierra Madre Occidental.

### I.2. Localización y extensión del área

La Carta de Indé, Durango, se localiza en la porción norte del Estado de Durango, a 215 km en línea recta de la Ciudad de Durango. Abarca parte de los Municipios de Santa María del Oro e Indé. Cubre una extensión de 925 km<sup>2</sup>. Está limitada por las siguientes coordenadas. Coordenadas UTM: 474 900 a 477 800E 2 858 300 a 2862 200 N (Figura 1).

### I.3. Acceso y vías de comunicación.

Es posible llegar a Indé por varios caminos de terracería transitables todas las épocas del año. La carretera más transitada es la del Mirador-Indé, ahora pavimentada. La distancia entre Durango e Indé es de 340 km. Para llegar de Durango a Indé se recorren 290 km por la carretera Panamericana, Durango-Parral, hasta llegar al poblado de El Mirador; en éste punto se continúa al poniente 30 km hasta encontrar el poblado de Pastoría; de aquí hacia el sur se recorren 20 km para llegar al poblado de Indé, luego se toma el camino de terracería que lleva a la zona de Cieneguillas que se localiza en el extremo SW de Indé. (Figura 1).



**Figura 1.-Localización del área de estudio y vías de acceso al área (modificado de la Carta Geológico-Minero G13C19 del SGM).**

#### I.4. Fisiografía y Geomorfología.

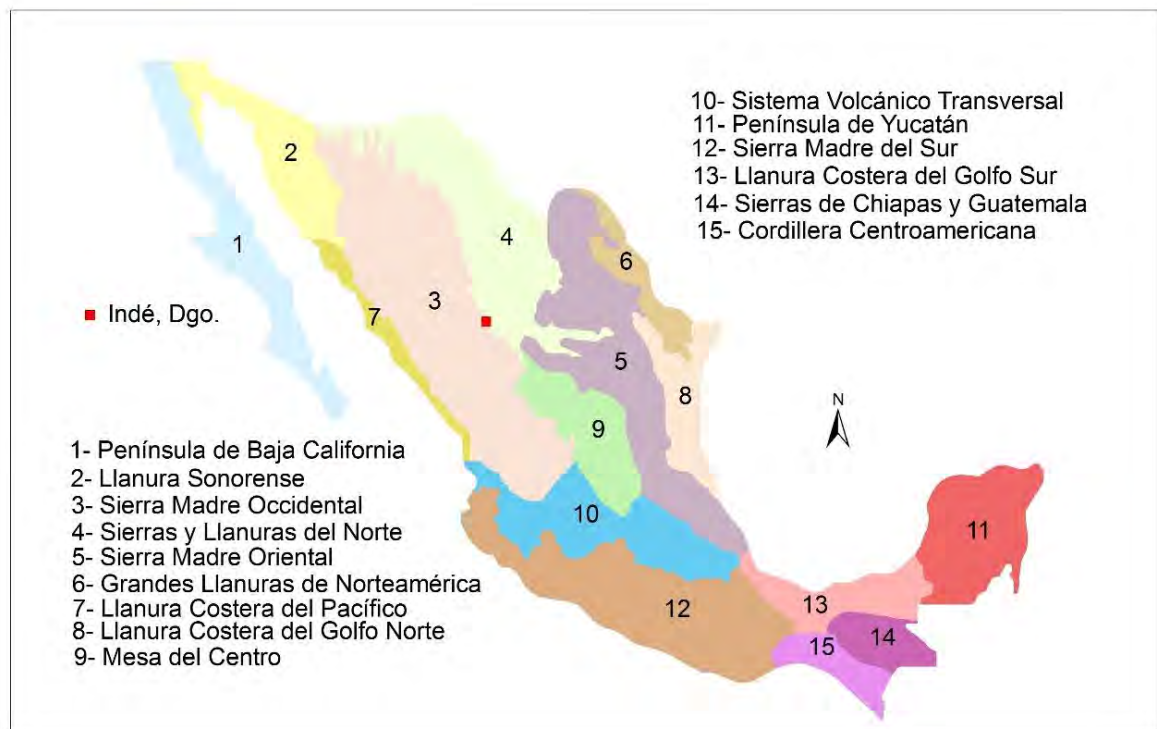
##### A). Fisiografía

Fisiográficamente la carta de Indé se localiza en límite de las Provincias Sierra Madre Occidental y la de Sierras y Llanuras del Norte. La provincia de Sierras y Llanuras del Norte es un poco diferente de la propia continuación de Nuevo México y Arizona. Las cuencas rellenas están en un promedio de elevación de 1220m. Las montañas están usualmente elongadas en una dirección NNW. Las montañas en la parte oriente son mayormente ígneas, pero más cerca del Rio Grande son sedimentos Cretácicos plegados que están asociadas a la Sierra Madre Oriental. El distrito de irrigación la Laguna cerca de Torreón es también nombrado el Bolsón de Coahuila del norte, que es una región madura disectada por montañas (Sierra de Los Alamitos). La provincia fisiográfica de la SMOc está formada en su mayor parte por rocas ígneas extrusivas, que originalmente era una gran meseta, pero millones de años de erosión crearon un paisaje con picos, mesetas, cañones y barrancas grandes (Figura 2).

##### B). Geomorfología

Geomorfológicamente la zona se encuentra en un estado de juventud a madurez temprana caracterizada por la presencia de cañones acantilados, disectados por corrientes subsecuentes que captan los torrentes consecuentes iniciales, formando un sistema de drenaje de tipo dendrítico y de carácter torrencial. Las porciones morfológicas elevadas corresponden a un levantamiento tectónico que se presenta con orientación NW-SE. En la zona de Indé, constituye un conjunto de serranías dispuestas en forma de hileras de montañas y valles. El relieve de las serranías

está conformado por rocas volcánicas de tipo efusivo, tal es el caso de las mesetas de ignimbritas y los domos riolíticos del Cerro La Bufa y Cerro Colorado. En los lugares donde ha afectado la erosión se observan ventanas de rocas metamórficas y sedimentarias completamente plegadas por eventos tectónicos anteriores al vulcanismo. Hacia la parte oriente del área se presentan lomeríos suaves constituidos por conglomerados derivados de la denudación de las tierras altas.



**Figura 2.-Provincias Fisiográficas de México (Modificado de INEGI, 2011)**

## CAPITULO II. MARCO GEOLÓGICO DEL DISTRITO MINERO “INDÉ”

### II.1. Geología Regional

El área de estudio se sitúa en una región de confluencia de los terrenos estratotectónicos Guerrero, Coahuila, Parral y Sierra Madre (Garduño-Monroy y Zaldívar-Ruiz, 1983). En consecuencia, la columna estratigráfica observada representa el límite oriental de un arco magmático que evolucionó durante el Oligoceno-Mioceno en el occidente de México. El paquete que distingue al Terreno Parral está constituido a su vez por dos unidades. La unidad Nazas y la de Santa María. En el área de Santa María de Oro aflora la unidad Santa María, que de acuerdo a los autores corresponde a la Formación Gran Tesoro. La estructura geológica de la zona consiste en un conjunto de fosas y pilares tectónicos (*Basin and Range*) burdamente paralelos entre sí y de orientación NNW; las fallas que delimitan estos bloques son continuas a lo largo de decenas, y aun centenas de kilómetros. La estructura del basamento (Formación Gran Tesoro) tiene impresos los rasgos originados por los esfuerzos compresivos de la orogenia Laramide, manifestados por plegamiento, fallamiento inverso. La estructura de la cobertura (Formación Mezcalera) muestra un intenso plegamiento recostado con vergencia al NE (orogenia Laramide), así como cabalgaduras menores. La secuencia volcánica terciaria, la cobertura y el basamento, fueron afectados por la distensión postmiocénica regional.

La secuencia sedimentaria marina mesozoica del área forma parte de una porción del Cinturón Plegado de La Sierra Madre Oriental. Este cinturón se extiende en los estados de Chihuahua, Durango, Coahuila, Nuevo León, Hidalgo, Puebla, Veracruz y Oaxaca. De acuerdo con Cserna (1956), esta región es un cinturón de pliegues y

fallas laramílicas con orientaciones NNW y WNW definida por rocas sedimentarias que abarcan desde el Precámbrico al Cretácico. Esta provincia forma la cadena de pliegues y fallas más extensa de México.

El área también forma parte de la porción oriental de la provincia volcánica de la Sierra Madre Occidental que en esta región se ubica en los estados de Chihuahua, Sonora, Durango, Zacatecas, Sinaloa, Nayarit y Jalisco. La SMOc está formada por rocas ígneas que abarcan desde el Cretácico Tardío al Terciario. Las rocas terciarias son principalmente ignimbritas. El vulcanismo presente en el área de la provincia magmática de la SMOc, es principalmente del Oligoceno-Mioceno Temprano (entre 32 y 23 Ma). Las rocas volcánicas del área de Indé pueden agruparse dentro del Grupo Volcánico Superior de la SMOc (Mc Dowell y Keizer, 1977)

## II.2. Geología Local

En el Distrito Minero de Indé aflora una secuencia de rocas sedimentarias marinas que varían en edad desde el Jurásico Temprano hasta el Cretácico Tardío. La formación más antigua que aflora en el distrito es la Formación Gran Tesoro del Jurásico Temprano, representada por una Secuencia Volcano-Sedimentaria constituida por filitas, pizarras y andesitas. Sobre la Formación Gran Tesoro se encuentra el Grupo Mezcalera, que consisten de arenisca y limolita del Titoniano, el paquete integrado por conglomerado polimíctico y capas de arenisca de grano medio del Berriasiano-Valanginiano, y la secuencia de capas de caliza del Valanginiano. La secuencia más joven de este grupo corresponde a las capas de caliza y lutita calcárea del Aptiano con un espesor de 250 m.

La formación del Grupo Mezcalera sufrió deformación compresiva ya que se observan pliegues homoclinales, recumbentes con vergencia al nororiente, los

cuales por deformación progresiva se encuentran replegadas y rotos por gran cantidad de fallas inversas. Cubriendo discordantemente al Grupo Mezcalera, descansa una secuencia volcánica formada por brechas traquíticas y andesitas de la Formación Indé (Alba-Pascoe, 1965), las cuales hacia la cima cambian a flujos piroclásticos riolíticos, estando coronadas éstas por 50 m de ignimbritas y en menor grado por flujos piroclásticos de caída de composición riolítica, tobas líticas y brechas riolíticas del Oligoceno. Los cuerpos intrusivos más importantes relacionados con la mineralización son subvolcánicos y forman el domo de pórfido riolítico del Cerro de La Bufa, así como diques y lentejones de pórfido riolítico a riodacítico y ocasionalmente diques aplíticos con longitudes de 50 m a 3 km con una edad tentativa del Oligoceno; como producto de la desintegración de estas unidades se tiene gravas de rocas volcánicas de la Formación Santa Inés (fuera del área de estudio) y Aluvión del Reciente.



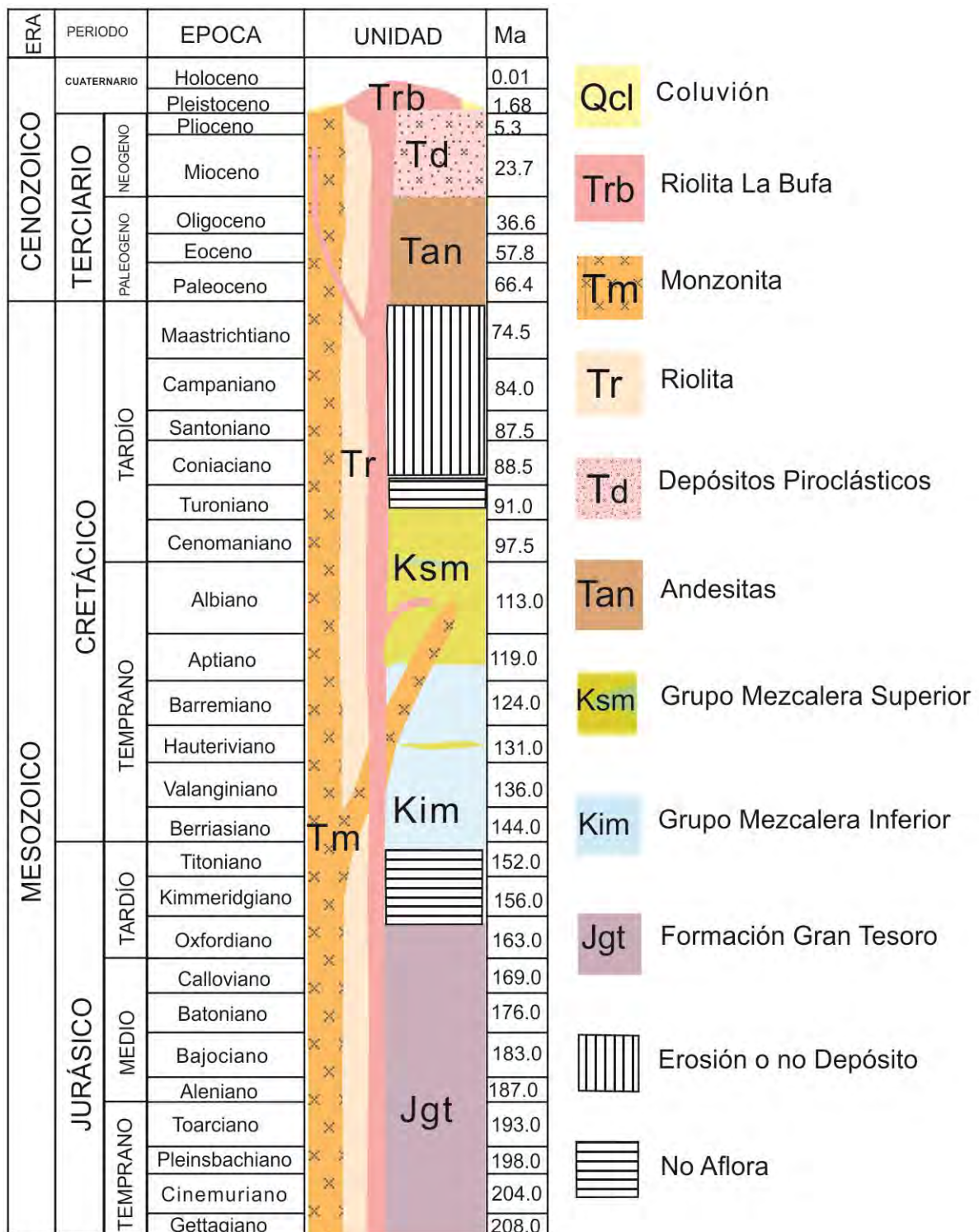


Figura 3.-Columna estratigráfica del área Indé. (Modificado de informe interno compañía Minera *Electrum*).

### II.3. Estratigrafía.

#### A) Formación Gran Tesoro (Jgt)

La edad de la Formación Gran Tesoro no se conoce con precisión. Ha sido considerada como Ordovícico (Russell, 1924), Paleozoico Tardío (Main, 1955) y Permo-triásica (Alba-Pascoe, 1965). Berumen-Esparza y Pavón-Leal (1983) recolectaron en los bloques de caliza fosilífera de la unidad superior, numerosas colonias de *briozoarios-fenestélidos*, así como *equinodermos* y *crinoideos*, de los cuales mencionaron a *Baryschyranosus*. Moore y Jeffords (1968) del Pensilvánico Medio. Zaldívar–Ruiz y Garduño–Monroy (1984) encontraron al norte de Santa María del Oro una cubierta sedimentaria delgada del Carbonífero, la cual se encuentra en discordancia sobre un paquete de lavas almohadilladas de composición andesítica, asociada con tobas y rocas clásticas oscuras. La edad de esas capas, se basa en la presencia de *Linoproductus* aff. *L. Prattenianus*, *Rugosochonete* ssp. cf., *Kitakamirhyris* sp. Cf., *Alispirifer* sp. Y *Fenestella* aff. *F. modesta*. Por otro lado, Aranda-García et al. (1988) recolectaron de las pizarras negras del Arroyo Pescaditos, palinomórfos de *Classopollis* sp., el cual tiene un alcance desde el Triásico Tardío hasta el Cretácico Tardío. Los ejemplares recolectados de *Classopollis* presentan características morfológicas que relacionan con la especie *Classopollis classoides* (Flug, 1953 y Yves, 1970) por lo que consideran que esa sección corresponda al Jurásico Temprano.

En el Arroyo Las Cuevas a 2 km al nororiente de Santa María del Oro, los bloques de caliza fosilífera descritos por Berumen-Esparza y Pavón-Leal (1983) posiblemente representen un contacto tectónico dentro de la Formación Gran Tesoro, la cual a su vez, es la roca encajonante del batolito de Parral de edad  $198 \pm 7$

Ma (Damon *et al.*, 1981), aspecto que conduce a suponer que durante el Paleozoico, la región de Parral–Santa María del Oro haya pertenecido al borde continental de América del Norte en aguas periarrecifales someras que favorecieron la presencia de *briozoarios*, *equinodermos* y *corales*. Tomando en cuenta que la secuencia está formada por sedimentos y rocas volcánicas depositadas en un ambiente marino. Posteriormente Russel (1924) utilizó el nombre de Formación Gran Tesoro para referirse a una secuencia similar que aflora en el distrito minero de Indé-Santa María. Main (1955) y Alba-Pascoe (1965) mencionaron afloramientos de pizarras carbonosas y filitas crenuladas en el área de Indé–Cieneguillas. Los mejores afloramientos de la Formación Gran Tesoro, se localizaron al nororiente de Santa María del Oro, en los arroyos El Picacho y Pescaditos (Berumen-Esparza y Pavón–Leal, 1983). La litología, de la base a la cima, es la siguiente (Zaldívar–Ruiz y Garduño-Monroy, 1984). La unidad inferior está constituida por esquistos de muscovita muy foliados que megascópicamente contienen bandas finas de cuarzo, muscovita y biotita, en alineación sub paralela; la roca es de colores brillantes, que van de verde oscuro a amarillo verdoso o rojizo. La unidad intermedia consiste en filitas crenuladas, con minerales micáceos, que les confiere un lustre graso y brillante; son de colores gris plomo, violáceo y rojizo; ascendiendo en la sección, disminuye gradualmente la foliación. La unidad superior es de pizarras de color gris claro y gris verdoso, fracturado y con foliación incipiente. La roca de la Formación Gran Tesoro está alterada y plegada; sin embargo, es posible reconocer en ella la estratificación original, hacia la cima, hay una zona de rocas metavolcánicas, donde Berumen-Esparza y Pavón-Leal (*op. cit.*), encontraron lavas almohadilladas (*pillow lavas*), de composición basáltico-

andesítica, con vetillas de epidota y bloques de caliza fosilífera. En el área de Indé–Santa María, no está expuesta la primera unidad (esquistos de muscovita).

## B) Grupo Mezcalera

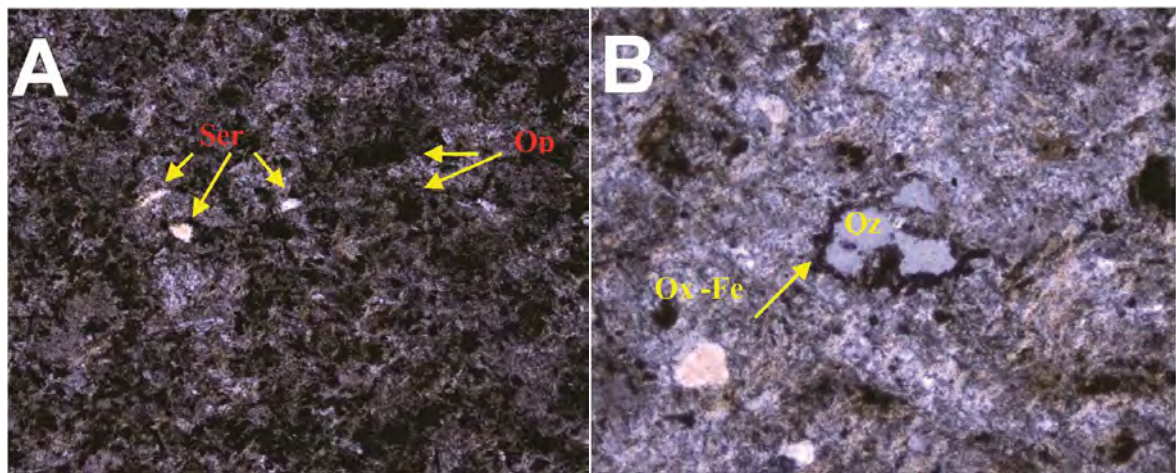
En un informe geológico elaborado para Petróleos Mexicanos (FYPSA, 1979) sobre un área localizada a unos 50 km de Parral, Chihuahua, se utilizó por primera vez el nombre informal de grupo Mezcalera, para referirse a una secuencia estratigráfica de 1680 m de espesor, correspondiente a un depósito de ambiente pelágico con hundimientos cíclicos, contemporáneos a la aportación de sedimentos, cuyo principal afloramiento está en el Arroyo Mezcalera, en el Valle de Zaragoza, Chihuahua; originalmente la secuencia fue dividida en 15 unidades litológicas. Posteriormente las unidades del grupo fueron reducidas a nueve, formadas por una alternancia de capas de caliza, marga y arenisca (FYPSA, 1980). En otro informe para Petróleos Mexicanos (Servicios Geológicos, S.A., 1982), se redujo a siete las unidades del grupo, y por último Araujo-Mendieta y Arenas–Partida (1986) establecieron formalmente el nombre de Formación Mezcalera, conservando la localidad tipo y la descripción litológica original. La Formación Mezcalera aflora ampliamente en el área del Bolsón de Mapimí, desde la Sierra de Mapimí, al norponiente de Torreón, Coahuila, hasta las cercanías de Naica, Chihuahua. En una franja de unos 80 a 100 km de longitud.

La Formación Mezcalera está distribuida en la mayor parte del área de estudio, en su porción nororiente está conformada por sedimentos marinos, y en la parte surponiente por conglomerados.

La Formación Mezcalera se separó en dos grupos nombrándolos como Inferior y Superior, en el área se encuentra deformada con pliegues muy cerrados tipo *chevron* y con fallamiento inverso, por lo cual no fue medido su espesor real.

#### *Grupo Mezcalera Inferior (Kim).*

La litología del Grupo Mezcalera Inferior es una secuencia de capas de limolita y lutita de color gris oscuro que intemperizan a café claro, de estratificación delgada compacta, formando paquetes mayores a 5 m, en los que se alternan capas medias de arenisca de grano medio a fino. Se caracteriza por contener concreciones numerosas limo calcáreo, se observan concreciones de pirita, y en partes se encuentra parcialmente silicificada como se muestra en la figura 4. Se realizaron estudios petrográficos en lámina delgada por la empresa *Micro Quanti Geol.* Las descripciones se observan en las siguientes fotomicrografías (Figura 4, 6 y 7))

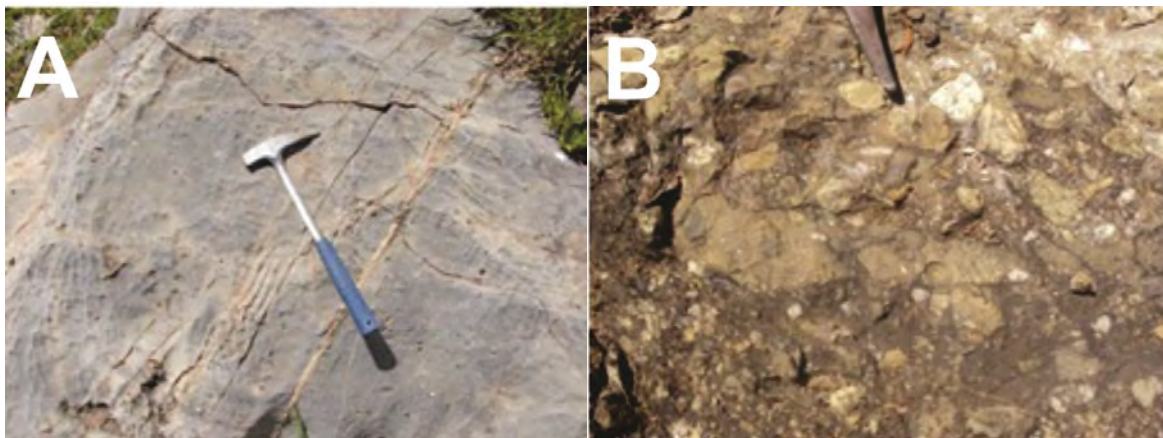


**Figura 4.-Fotomicrografías tomadas con microscopio óptico de polarización, luz transmitida con falso color para el realce de minerales, nicoles cruzados, objetivo 4x, A) mostrando minerales opacos, B) se aprecia una oquedad rellena de Qz.**

#### *Grupo Mezcalera Superior (Ksm)*

Este grupo está conformado de manera general por una secuencia potente de conglomerado polimíctico, de color gris verdoso, con clastos mal clasificados,

desde angulosos hasta redondeados en tamaños que varían desde menores a 1 cm hasta mayores a 30 cm, empacados en una matriz arenosa de grano grueso. La sedimentación es masiva, sin embargo, se observa en algunos casos ciclos de depósito que varían desde arenisca hasta el conglomerado en espesores superiores a 1 m. Los clastos corresponden a fragmentos de rocas volcánicas (andesita y riolita), de rocas intrusivas (granodiorita y diorita), cuarzo metamórfico, esquistos de muscovita y de caliza arcillosa, con gran contenido de fragmentos de fósiles (rudistas y microfósiles) empacados en una matriz arenosa y cementados por sílice. Interestratificados con el conglomerado se distribuyen irregularmente horizontes de capas de arenisca gruesa a conglomerática, de color gris claro a rojizo con los mismos elementos del conglomerado. Incluida en ésta unidad, se observa un afloramiento de caliza arcillosa recristalizada, intraclastos con fósiles (fragmentos de rudistas) y conglomerado como se muestra en la figura 5. Este cuerpo representa un flujo de escombros de un lodo calcáreo que actualmente se encuentra tectonizado.



**Figura 5.-A) Lente de caliza, B) conglomerado, ambas imágenes pertenecen a la Formación Mezcalera**

Se observó en discordancia angular con las formaciones más antiguas, pero tal parece que el contacto es tectónico (con las filitas de la Formación Gran Tesoro) y

no aflora la base, el contacto con la unidad suprayacente es discordante y está cubierta por la secuencia volcánica terciaria. La edad de la Formación Mezcalera se ha documentado ampliamente por Araujo–Mendieta y Arenas-Partida (1986), tomando como base su contenido de *amonites* y *microfósiles* (*calciesferúlidos*, *radiolarios* y otros), que corresponden al Neocomiano–Albiano para la franja occidental del Mar Mexicano y Aptiano–Turoniano para la oriental. Conviene señalar que el área de este estudio está ubicada en la parte occidental del Mar Mexicano. Por otro lado, Araujo–Mendieta y Arenas–Partida (op. cit), señalaron la existencia de actividad volcánica contemporánea al depósito de la Formación Mezcalera, relacionada con un arco volcánico al que denominaron “arco volcánico Tarahumara”; en la sección que ellos elaboraron, recolectaron rocas ígneas de composición intermedia, de las que obtuvieron edades geocronométricas que varían del Cretácico Temprano al Tardío.

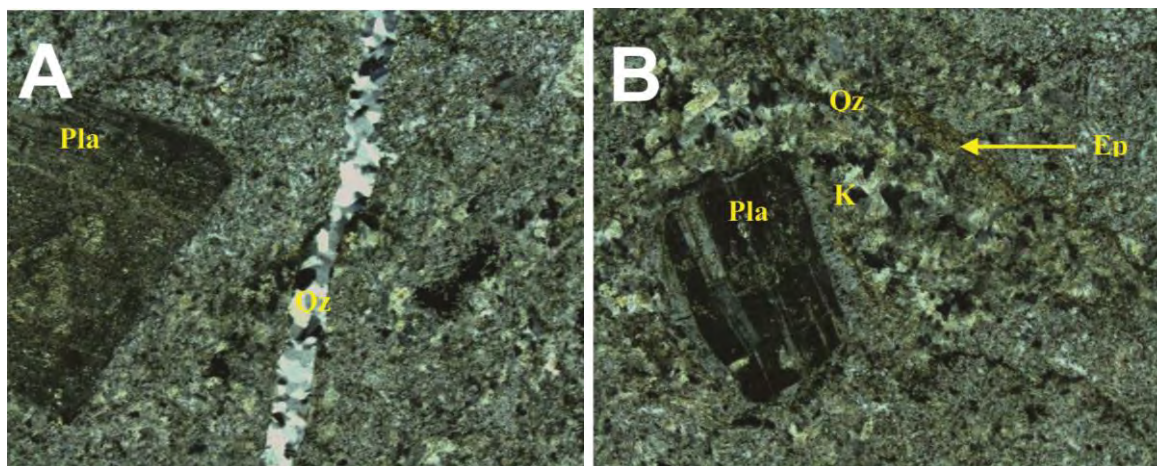
### C) Grupo Indé

*Tobas, brechas volcánicas* y depósitos piroclásticos: Fue definida de manera informal por Alba-Pascoe (1965) para referirse a un conjunto de conglomerados, depósitos piroclásticos, brechas volcánicas y lavas. Garduño-Monroy y Zaldívar-Ruiz (1983) lo denominaron como *Conjunto Petrotectónico Tarahumara*, que está constituido por rocas volcánicas, principalmente riolitas y flujos piroclásticos que integran la Sierra Madre Occidental. Posteriormente Aranda-García (1997) nombraron de manera informal como parte del Grupo Volcánico Superior a las ignimbritas de la Sierra Madre Occidental del Terciario Medio (Oligoceno–Mioceno). Se localiza como una franja orientada NW-SE que comienza en la parte suroriente del área, en el Cerro La Niña. La litología corresponde a una gran diversidad de

eventos volcánicos del Terciario, tanto piroclásticos como efusivos y una serie de diques, Los cuales se describen a continuación de las más antiguas a las más jóvenes:

*Andesitas (Tan):* En la base de la secuencia volcánica se presentan algunos derrames de andesita que aflora sobre el arroyo del Cerro Prieto y sobre el Cerro La Niña. Estos afloramientos se presentan como cuerpos aislados en los que no se reconoció su espesor. Se tomó una muestra para lámina delgada, que se describió, como de textura microporfídica, con una matriz microcristalina, en parte caótica, y en otra tiene un aspecto fluidal. Se observan minerales de alteración diseminados en la matriz, dentro de estos minerales se aprecia cuarzo secundario y una fina mezcla de clorita, epidota y sericita. Los óxidos de hierro y la pirita son diminutas y escasas, se aprecian diseminados. Se observan algunos cristales de epidota pequeños pero bien cristalizados y diseminados. Los fenocristales detectados son de posible plagioclasa alterada a sericita. En ocasiones se aprecia epidota bien cristalizada asociada a calcita, también se observan otros fenocristales donde aún se reconocen la macla de la plagioclasa. En esta muestra la hornblenda no está presente y la muestra se observa fracturada con relleno de cuarzo epitermal. Otras fracturas tienen desarrollo de epidota, sericita y clorita que en ocasiones se asocia a óxidos de hierro. La textura es caótica con tendencia a la fluidez. La abundancia de plagioclasa y ausencia de cuarzo da pie para clasificar esta roca como andesita de grano fino microporfídico, sea de un dique o bien de intrusivo muy somero propilitizada fuertemente, donde predomina la sericita y la clorita. En esta muestra la silicificación es tan pervasiva que evidencia la cercanía a un proceso hidrotermal fuerte como se muestra en la figura 6.





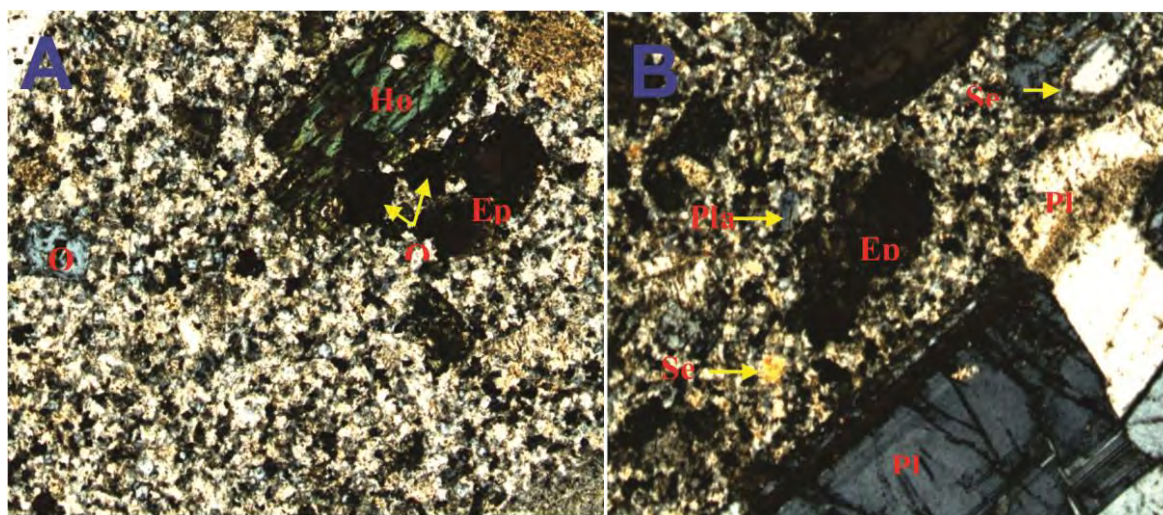
**Figura 6.-Microfotografías tomadas con microscopio óptico de polarización, luz transmitida con falso color para el realce de minerales, nicoles cruzados, objetivo 4x muestra de andesita donde se aprecia sus componentes mineralógicos, A) mostrando una plagioclasa (Pla) sericitizada, epidotizada y silicificada. También se observa una fractura rellena de cuarzo (Qz) epitermal, B) mostrando una plagioclasa (Pla) sericitizada con un halo de feldespatización (K).**

*Riolitas (Tr):* La parte superior del Grupo Indé, consiste de una secuencia de piroclástos riolíticos de caída, líticas, algunas cristalinas y brechas riolíticas de color crema a gris claro; en partes se presenta subestratificada y ocasionalmente con alteración caolinítica y reemplazamientos de hematita, limonita. El espesor observado es de alrededor de 50 metros.

Sobreyaciendo a los piroclástos abundan las ignimbritas soldadas, con líneas de color rosa ocre; es típico el fracturamiento columnar formando mesetas.

La localidad con la edad radiométrica más cercana, es la determinada por Damon (1977) con el método K-Ar, en Santa María del Oro, dando una edad de  $30.5 \pm 0.6$  Ma. Por otra parte, la ignimbrita que se determinó como parte del “Súper Grupo Volcánico Superior” descrito por Aranda-García *et al.* (1997), fue emplazada en un tiempo relativamente corto de 38-28 millones de años, aclarando el mismo autor que el volcanismo persistió hasta los 24 millones de años, por lo que se le considera una edad del Oligoceno.

*Diques Monzoníticos:* Se distribuyen en gran parte del área, cortan estratigráficamente a toda la secuencia excepto al domo de La Bufa, algunos diques tienen alteración sericítica o se encuentran silicificados fuertemente. Megascópicamente presenta color amarillo a pardo, con una textura fanerítica constituida por cristales muy alterados de plagioclasa y hornblenda, se observa alteración de sericita, oxidación en dichos cristales y matriz silicificada como se muestra en la figura 7. La roca en general presenta una alteración por óxidos de hierro (limonita-hematita).



**Figura 7.-Fotomicrografías tomadas con microscopio óptico de polarización, luz transmitida con falso color para el realce de minerales, nicoles cruzados, objetivo 4x**  
A) mostrando una textura de grano fino con plagioclasa, también se observa hornblenda verde (Hor), minerales opacos (Op) y epidota (Ep), B) En la matriz se distinguen algunas baguetas de plagioclasa (Pla), así como desarrollo evidente de epidota (Ep) y sericita (Ser).

*Riolita la Bufa:* Es el último evento volcánico, representado en el Cerro La Niña y en el Cerro Del Indio, principalmente constituye el Domo La Bufa de Indé.

Se presenta de color crema-rojo y altera a color crema ocre y tonos blanquecinos. Tiene textura porfídica. Su mineralogía consiste esencialmente de cuarzo, microclina, sanidino y albita. Como accesorios zircón, biotita y muscovita. Los minerales de alteración son sericita, clorita, hematita, limonita, calcedonia y cuarzo.

Al domo se le asocian numerosos diques de composición riolítica, riodacítica y aplítica, a los que se relaciona la mineralización vetiforme en el área. El Domo La Bufa se encuentra alterado fuertemente por soluciones hidrotermales además de formar diaclasas en la parte superior como se muestra en la figura 8. De acuerdo a un análisis de elementos mayores por el SGM, se determinó como de composición Riolítica.



**Figura 8.-Formación de diaclasas en la parte superior del domo La Bufa.**

Las relaciones de campo manifiestan un proceso volcánico que dio origen a un domo tipo exógeno. Cronológicamente, indica que el domo se introdujo entre las rocas volcánicas del Cerro La Niña y rocas más antiguas, ocasionando el fracturamiento por donde se desarrolló un sistema hidrotermal, dando lugar al emplazamiento de la mineralización económica. Por las relaciones con las demás rocas volcánicas, se le considera una edad del Oligoceno.

### III. MARCO TECTÓNICO REGIONAL

#### III.1. Orogenia Laramide

La orogenia Laramide fue propuesta por Dana (1896), quien identificó un evento de formación de montañas contemporáneo a la acumulación de sedimentos de la Formación Laramide, en la localidad del mismo nombre en Wyoming, Estados Unidos de Norteamérica. Este evento tectónico generó en el Cretácico Tardío-Terciario Temprano, cadenas de montañas formadas por estructuras que involucran deformación del basamento dentro del *antepaís* de las Montañas Rocallosas (*Rocky Mountain Foreland*) de EUA y cuencas con depósitos clásticos del Paleoceno-Eoceno, que incluye las serranías de Montana, Wyoming, Utah, Colorado, Nuevo México y Arizona. El cinturón Laramide forma parte de la cordillera de América del Norte, la cual se extiende hacia México e incorpora al Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (Cserna, 1956, 1970; Tardy, 1980 y Suter, 1984), y al conjunto de terrenos tectonoestratigráficos del poniente y sur de México. El término orogenia Laramide ha sido utilizado en México (Tardy, 1980 y Suter, 1984), y representa al evento que generó cadenas de montañas como los Cinturones de Pliegues y Cabalgaduras de Chihuahua, Coahuila y la Sierra Madre Oriental.

En México, el cinturón Laramide está mejor representado por la Sierra Madre Oriental, así como por los cinturones plegados de Chihuahua y Coahuila, en el norte, mientras que en el sur por la Sierra Chiapas, Zongolica y la Sierra de Juárez. En México, la deformación muestra relaciones más complejas debido a despegues sedimentarios sobre secuencias evaporíticas, incorporación solo local del basamento en la deformación, y por la reactivación de algunas fallas antiguas del

basamento como la falla San Marcos en el nororiente de México (Padilla y Sánchez, 1986 y McKee *et al*, 1990).

La deformación Laramide fue intensa en el Terreno Coahuila y está representada por las estructuras que componen al Cinturón Plegado de Coahuila (CPC). El estilo y edad de la deformación difieren del cinturón de Pliegues y cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental (Vega-Vera y Perrilliat, 1989 y Ye, 1997), pero ambos son incluidos dentro del cinturón de pliegues y cabalgaduras Mexicano (Campa y Coney, 1983). En el CPC se presentan principalmente pliegues tipo forzados (pliegues por dobles de falla y pliegues por propagación de falla orientados nororiente-suroriente y delimitados por bloques de basamento), mientras que pliegues por despegue se observan en la Sierra Madre Oriental (Padilla y Sanchez, 1982 y Eguiluz *et al*, 2000), que varían en orientación desde norponiente-suroriente hasta nororiente-surponiente dependiendo de su posición respecto a las cuencas y bloques del basamento sobre los cuales cabalgó la secuencia.

Entre Parral, Chihuahua y Monterrey, Nuevo León, el cinturón de cabalgaduras es contemporáneo a la orogenia Laramide y se une nuevamente con el que en México se ha considerado el frente oriental continental Laramide a la altura de Monterrey, Nuevo León (Humphrey, 1956; Cserna, 1956, 1970; Campa, 1985).

La Sierra Madre Oriental es la cadena de montañas más representativa del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano y tiene una orientación nororiente-suroriente al poniente de Torreón y casi oriente-poniente entre Torreón y Monterrey. Desde esta última localidad continúa nuevamente en dirección nororiente-suroriente hasta la localidad de Teziutlán, Puebla, donde las rocas volcánicas del Cinturón Volcánico Mexicano las cubren, para después continuar más al sur en la región de Zongolica y llega hasta Tuxtepec, Oaxaca (Padilla y Sánchez, 1982 y Eguiluz *et al*, 2000).

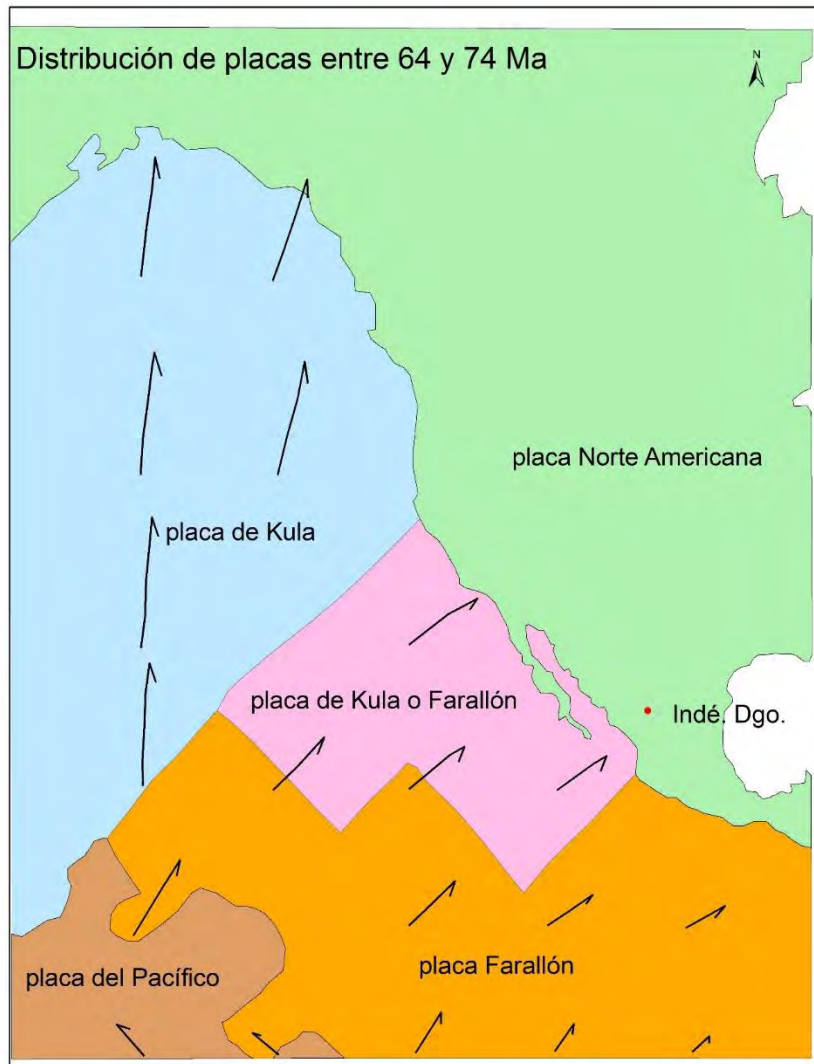
En México: lo que en un sentido amplio ha sido considerado parte del cinturón Laramide, tiene un estilo de deformación de cobertura más característico, debido a la participación importante de horizontes de despegue compuestos por materiales evaporíticos (Formación Minas Viejas en la Cuenca Mesozoica del Centro de México; Formación Olvido y La Virgen en la Cuenca de Sabinas; Padilla y Sánchez, 1982; Meiburg, 1987 y Eguiluz *et al.*, 2000). Sin embargo, recientemente se ha hecho hincapié sobre la participación ocasional del basamento como en los sectores definidos como San Pedro del Gallo y Huayacocotla por Eguiluz *et al.*, (2000), en la Sierra Madre Oriental, así como sobre la traza de la Falla San Marcos (McKee *et al.*, 1990; Montemayor-Sánchez *et al.*, 2002; Montemayor-Sánchez, 2003 y Chávez-Cabello *et al.*, 2005), por efectos de reactivación de fallas antiguas en el límite entre el CPC y el Bloque de Coahuila.

Se mencionará como deformación Laramide al evento del Cretácico Tardío-Terciario Temprano que generó las estructuras plegadas del Cinturón Cordillerano Mexicano, que incluye a la Sierra Madre Oriental, al CPC, Cinturón Plegado de Chihuahua, Sierra de Chiapas, Zongolica y Sierra de Juárez.

Los mecanismos de deformación por las cuales ocurre una deformación son inferidos e interpretados a partir de las estructuras geológicas que generaron y de otras fuentes de información como el registro de la interacción entre placas tectónicas contemporáneas a la orogenia.

Referente al tiempo de terminación de la orogenia Laramide, su edad se ha determinado en la localidad de la Sierra de Peña Blancas, Chihuahua, con edades K-Ar de 54-44 Ma de rocas volcánicas deformadas, en base a esas edades, Haenggi (2002), menciona que la terminación de la orogenia Laramide se ubica entre los 52 y 46 Ma en esa región.

La región de Indé se mantenía, al final del evento laramídico, dentro del marco tectónico compresivo de un cinturón de cabalgamiento o retro arco, relacionado principalmente a la acción de subducción de la Placa Farallón contra el margen occidental de la Placa Norteamericana abarcando un periodo de tiempo de 70 a 40 millones de años (Figura 9).

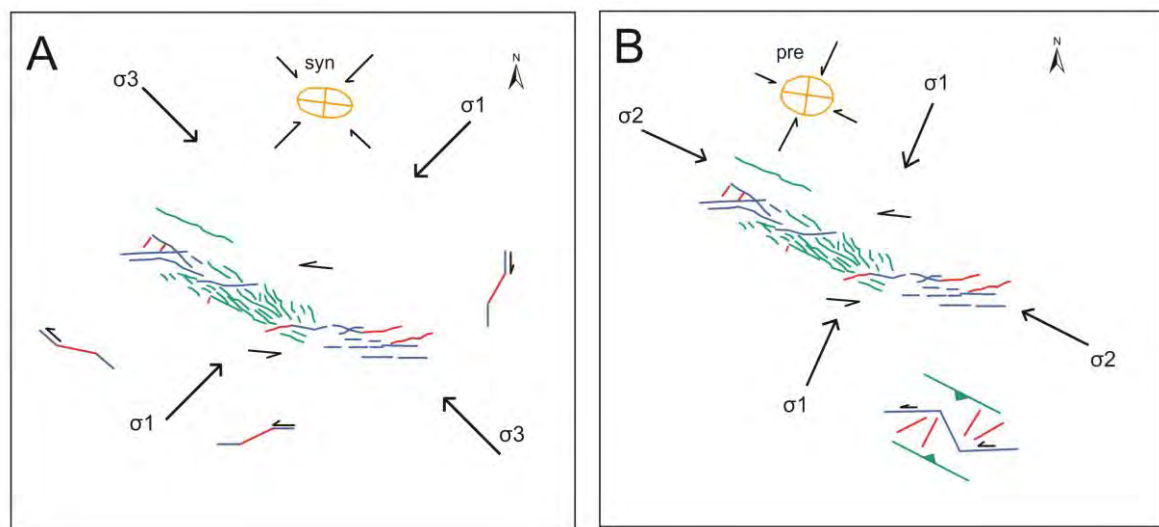


**Figura 9.-Vector de compresión de la Placa Farallón hacia el margen occidental de la Placa Norteamericana durante la orogenia Laramide (Modificado de un informe interno Compañía Minera Electrum).**

#### *Modelo Estructural de las etapas Syn-Post Laramide*

Para la región de Indé considerando como parte importante de la preparación del terreno relacionándola con la etapa relacionada a la última compresión laramídica

y la transición a un entorno de extensión relacionada con Cuencas y Sierras (*Basin and Range*). Durante esta etapa de transición se desarrolló un vector compresivo de dirección NE-SW; el componente de extensión ( $\delta_3$ ) en este entorno tuvo un comportamiento vertical. El esfuerzo compresivo desarrolló cabalgaduras de rumbo NW y WNW con vergencia al NE, fallamiento transcurrerte de dirección general WNW y estructuras tensionales de corta extensión, paralelas al vector de máxima compresión ( $\delta_1$ ), de dirección preferencial NE-NNE (Figura 10).



**Figura 10.-A) Desarrollo del modelo estructural actuante en el Distrito Minero Indé durante la orogenia Laramide. B) Mostrando la modificación del elipsoide de deformación rotando el vector ( $\delta_3$ ), el cual permite transpresión en las estructuras generadas durante la preparación del terreno.(modificado de un informe interno compañía Electrum)**

Las condiciones tectónicas se modificaron drásticamente durante la etapa de extensión de Cuencas y Sierras en el Oligoceno, permitiendo que el vector de máxima extensión rotara de su posición vertical a presentar una actitud planar con rumbo general NW-SE propiciando que las estructuras generadas durante el periodo de preparación del terreno desarrollaran zonas de fisura acompañadas de cizalla *Riedel* sintéticas (Figura 10 B).



Los eventos tectónicos de los que se tiene registro, que afectaron a la secuencia marina mesozoica, corresponde a la orogenia de acortamiento que se desarrolló en un lapso comprendido entre el Cretácico Tardío-Terciario Temprano y que dio origen al cinturón de pliegues y cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental (Cserna, 1956; Tardy, 1980; Padilla y Sánchez, 1982).

### III.2. Provincia de Cuencas y Sierras (*Basin and Range*).

La estructura de la Provincia de Cuencas y Sierras (*Basin and Range*) consiste de hileras de montañas en bloques fallados y valles aluviales intermedios. Es uno de los más distintivos rasgos geológicos del poniente de Norte América y más extensivamente desenvuelto que en cualquier otra parte del mundo.

La estructura extensional moderna es resumida por Zoback *et al.* (1981), consiste de una topografía linear de rasgos elongados separados por cuencas rellenas con sedimentos terrígenos del Cenozoico y Cuaternario. Los bloques montañosos están separados entre 25 y 35 km de ancho a partir de cresta a cresta, con cuencas intermedias de 10 a 20 km de ancho. Así los pilares y fosas son aproximadamente de dimensión igual. Estos bloques están controlados por fallamiento normal resultado de un esfuerzo WNW-ESE esfuerzo horizontal mínimo indicados por mediciones de temblores y esfuerzos medidos en campo.

Alineamientos de diques alimentadores volcánicos y datos detallados de inclinación de fallas indican que el sistema presente de esfuerzos fue característico también en el Cenozoico, este esfuerzo de campo parece ser constante a través de los sectores de la parte norte y sur de la provincia y continúan dentro del *Rift* del Río Grande. Una comparación de datos de esfuerzos de orientación con la falla y rumbos de orientaciones topográficas muestra que las últimas son

aproximadamente perpendiculares a la dirección de extensión en el norte, pero oblicuas en el sur (Eaton, 1978) notó que en la parte sur de la provincia hay indicaciones de bajos niveles de sismicidad comparados con el norte y sugiere que el sector anterior está ahora estructuralmente inactivo. Es posible por lo tanto que la orientación del esfuerzo de campo haya cambiado desde la estructura del sector del sur donde se inició.

La sismicidad está concentrada en amplios cinturones de 100 a 150 km de ancho a lo largo de la margen del sector norte, delimitando una región relativamente asísmica en la parte central de la gran cuenca. La actividad sísmica está concentrada en el rango de profundidad de 5-16 km. Muchas discusiones se han centrado en el problema de cómo estos niveles altos de extensión de fallas normales están acomodadas a profundidad. Ahora parece claro que, aunque algunas fallas exhiben geometría lístrica en profundidad somera de 4-5 km. La predominancia de bloques basculados y la consistencia regional del basculamiento (Stewart, 1978) sugiere que la extensión se ha llevado a cabo principalmente por mecanismos de bloques basculados en la corteza superior cambiando a ángulos menores en profundidad de 5-15 km y así separando la extensión de la corteza superior frágil de una más dúctil deformación en la corteza inferior. (Wernicke, 1981). La cantidad de extensión estimada por Zoback *et al* (1981) es de 17-23 % a partir de análisis de fallas. Muchas de gran longitud se les estima hasta 100-300 % (Hamilton, 1975; Wernicke, 1981) esto lo atribuye Zoback *et al* (1981) a los efectos de una fase temprana de extensión.

La extensión de la región central de México está delimitada en oriente por el frente de la corteza laramídica de la Sierra Madre Oriental y en el poniente por la Sierra Madre. La extensión ocurrió hasta el Cinturón Volcánico Mexicano.

La región de extensión en México es continua con la provincia de *Basin and Range* de California, Arizona, Nuevo México y Texas. Esta región continúa al menos hasta el Cinturón Volcánico Mexicano probablemente hasta el sur dentro de Oaxaca (Henry y Aranda-Gómez, 1992)

La evidencia más temprana para la extensión oriente-nororiente viene de la orientación de espacios abiertos-vetas rellenas, que típicamente forman una perpendicular al menos con el principal esfuerzo (Henry y Aranda-Gómez, 1992). Las vetas del Distrito Minero de Santa Bárbara cerca del borde entre Durango y Chihuahua tienen un rumbo ligero hacia el WNW y fueron formadas entre 32 y 28 Ma (Grant y Ruiz, 1988).

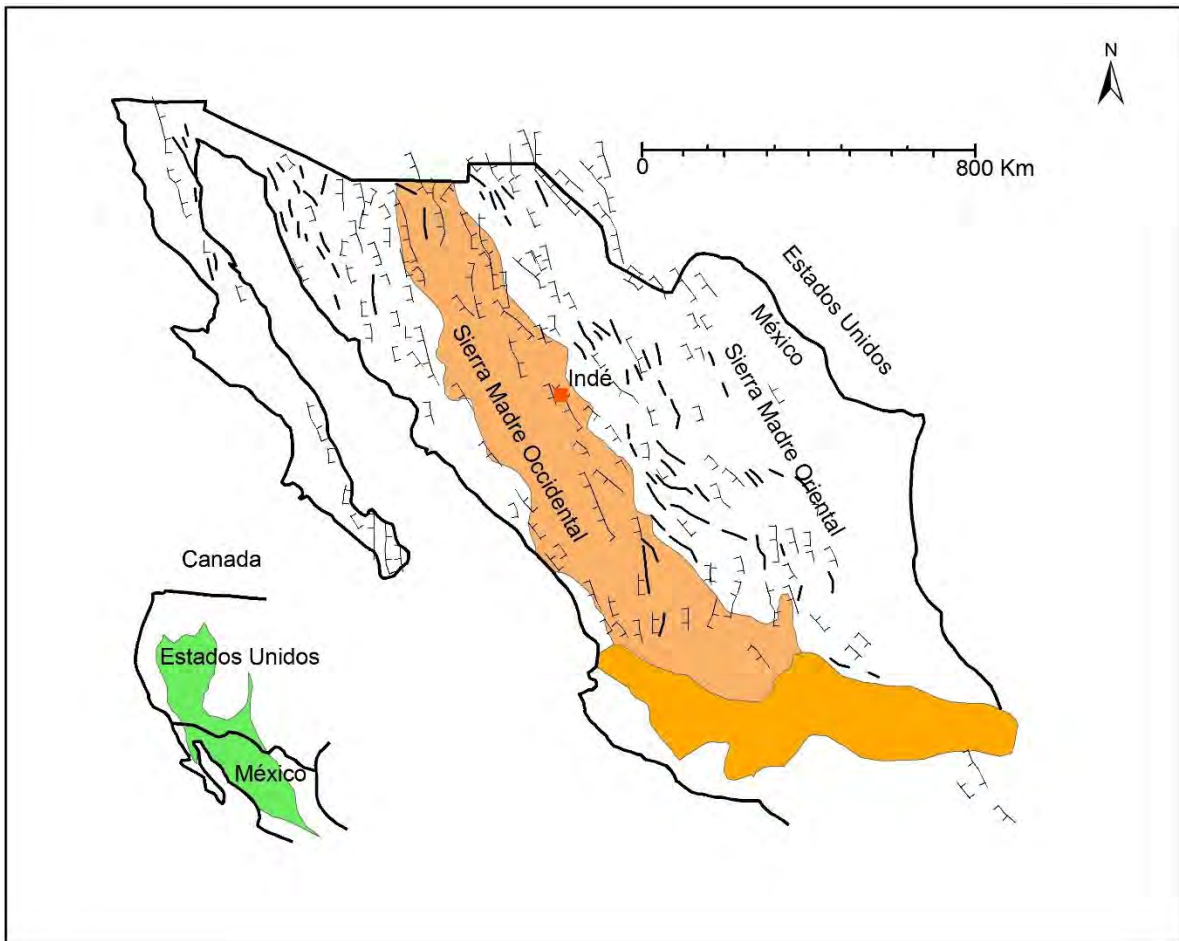
Muchos de los distritos mineros en el norponiente de México tienen sistemas de vetas con rumbo norte-norponiente que se formaron entre 31 y 26 Ma. La mayoría de las fallas normales comenzaron hace 23 Ma. En el norte y centro de Durango (Aguirre-Díaz y McDowell, 1988).

La Sierra Madre Occidental al poniente del Graben del Río Chico-Otinapa está esencialmente sin fallar y sin extensión (Aranda-Gómez *et al.*, 2000). El fallamiento continúa hacia el norponiente de la ciudad de Durango, donde fallas abundantes cortan los basaltos alcalinos del Cuaternario (Aranda-Gómez *et al.*, 2000). Fallas individuales tienen cuando mucho 23 km de elongación y tienen escarpes arriba de los 15 m de alto. El rumbo norte nororiente de estas fallas sugiere una extensión continua oriente nororiente. Como sea, no están disponibles indicadores cinemáticos, y el rumbo norte nororiente puede simplemente ser heredado de fallas antiguas.

De acuerdo con Henry y Aranda (1992) el sistema de fallas en el distrito de Indé es similar al sistema de fallas del Distrito Minero de Santa Bárbara-Parral, formado

hace 32-28 Ma (Grant y Ruiz, 1988) con orientaciones generales WNW, indicando una extensión ENE.

Se conoce que El Grupo Volcánico Indé está relacionado con la actividad volcánica que tuvo lugar hace 32-23 Ma considerando este distrito minero como parte del Grupo Volcánico Superior de la Sierra Madre Occidental (McDowell y Kaizer, 1977).



**Figura 11.-Distribución generalizada de fallas extensionales de la Provincia Cuencas y Sierras del Cenozoico (Medio-Tardío) en México. (Tomado de Henry y Aranda, 1992.)**

### III.3. Análisis Estructural

Para el análisis estructural se dividió al área de estudio del Distrito Minero de Indé en cuatro zonas, tomando en cuenta la distribución de las estructuras y la estratigrafía.

Para su análisis se extrajeron para cada zona todos los datos estructurales de campo graficados en el mapa geológico: planos de estratificación de las unidades sedimentarias, vetas y diques. Estas estructuras se analizaron con los programas *Stereo 32* versión 1.0.1. y *Stereonet 8.0* (Allmendinger, 2011-2012), utilizando la red de *Schmidt* de áreas iguales, graficando los datos en los diagramas de círculos mayores y polos, densidades de polos y rosetas. El objetivo de este análisis consistió en realizar un ejercicio que lleve a encontrar la relación entre los eventos tectónicos de compresión y extensión-vulcanismo, que dieron origen a la mineralización en el Distrito Minero de Indé.

#### **ZONA I.**

Corresponde a la porción nororiental del área de estudio donde la mayoría de afloramientos corresponden a las rocas sedimentarias de la Formación Mezcalera, la cual está atravesada por un gran número de diques y apófisis de monzonita, riolita y vetas, ambos con una orientación NW-SE (Figura 12).

**Planos So:** primeramente se analizaron 147 datos de planos So (Figura 13, planos So), cuya población principal muestra planos con rumbo NNW a NW con

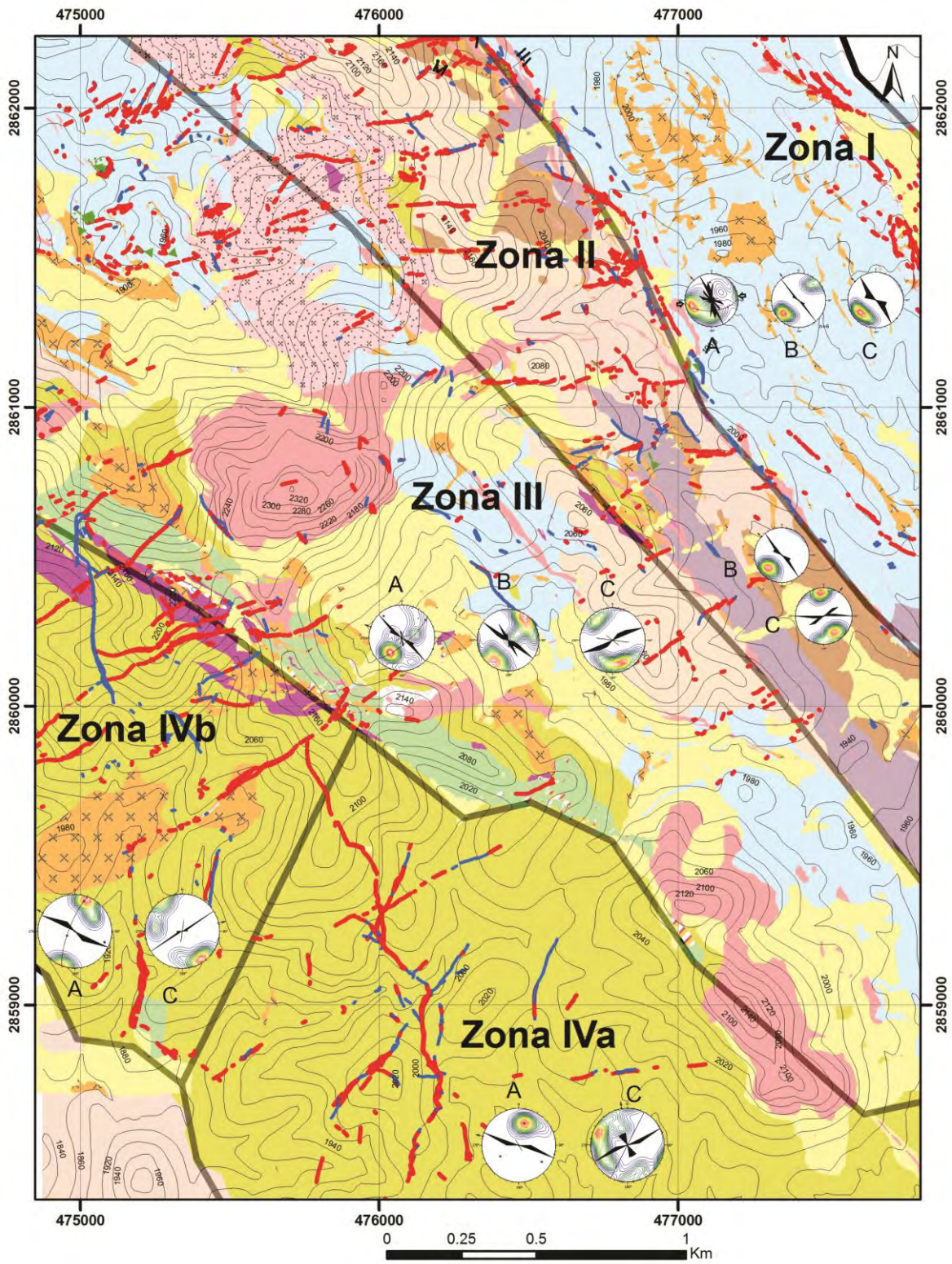


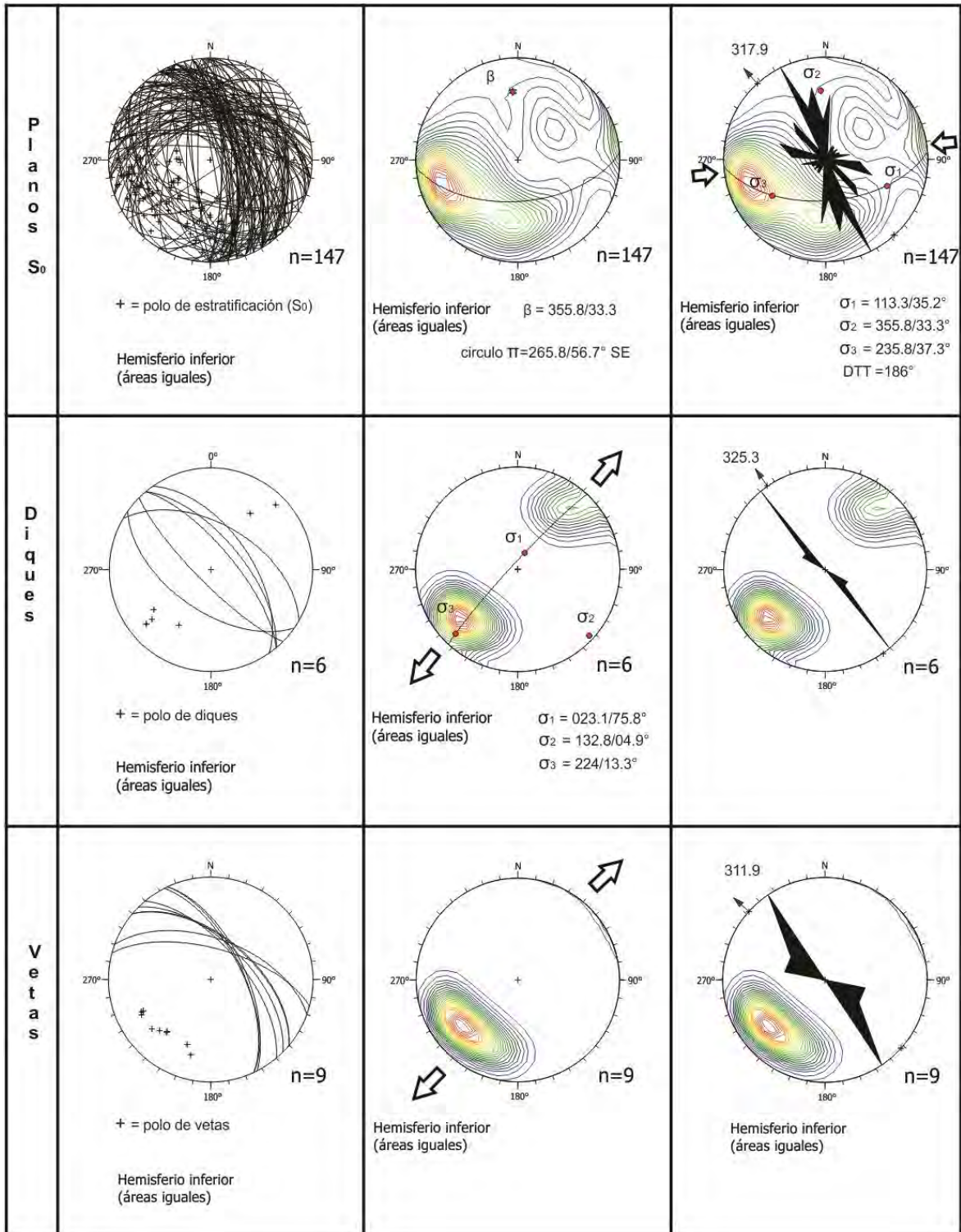
Figura 12.-Mapa geológico mostrando las zonas en que fue dividida el área para su estudio estructural. (Proporcionado por la Compañía Minera Electrum). A) Planos de estratificación (So); B) Diques; C) Vetas

ángulos que varían de bajos a altos. El buzamiento mayor de estos planos es al NE y NW. Se aprecia otra población menor de planos So con dirección de inclinación al SW, con ángulos de actitud media (Figura 13). En el diagrama de densidades se trazó el Círculo  $\pi$ , el cual tiene una actitud de  $256.8^\circ/56.7^\circ$ SE, por lo que su Polo  $\beta$  queda en  $355.8^\circ/33.3^\circ$ . En el diagrama de rosas y densidades se muestran los valores del campo de esfuerzo para esta zona, donde el  $\sigma_1$  es de  $113^\circ/35^\circ$  y la dirección de Transporte Tectónico (DTT) al ENE, dado por el Círculo  $\pi$ , lo cual representa la dirección de acortamiento regional producto de la orogenia Laramide (Figura 13).

**Diques:** Para esta zona se tomaron como referencia seis diques, los cuales se muestran en el diagrama de círculos mayores y polos, los planos tienen un rumbo promedio de  $325^\circ$  con buzamiento al NE y SW, de ángulo alto (Figura 13, diques). En el diagrama de densidades se obtuvo el valor del campo de esfuerzo, donde  $\sigma_3$  dio  $224^\circ/13^\circ$ , que corresponde al valor de la extensión. En el diagrama de rosas se aprecia el rumbo promedio de los diques. El campo de esfuerzo indica una extensión NE-SW (Figura 13). El rumbo de los diques es casi paralelo al rumbo de los planos de estratificación (So) de esta zona.

**Vetas.** en esta zona fue posible analizar nueve vetas (Figura 13, vetas), las cuales tienen un rumbo que oscila  $290^\circ$  y  $340^\circ$  con inclinaciones promedio de  $60^\circ$ NE, la actitud de las vetas según el diagrama de densidades es muy semejante con el de los diques, lo cual sugiere que fueron emplazadas durante el mismo campo de esfuerzo que los diques. El diagrama de rosas muestra con el vector principal, un promedio de rumbo de las vetas de  $312^\circ$  (Figura 13).

# Zona I



**Figura 13.-Estereograma correspondiente a la Zona I, donde se aprecia la actitud que guardan los planos de estratificación S<sub>0</sub>, diques y vetas**



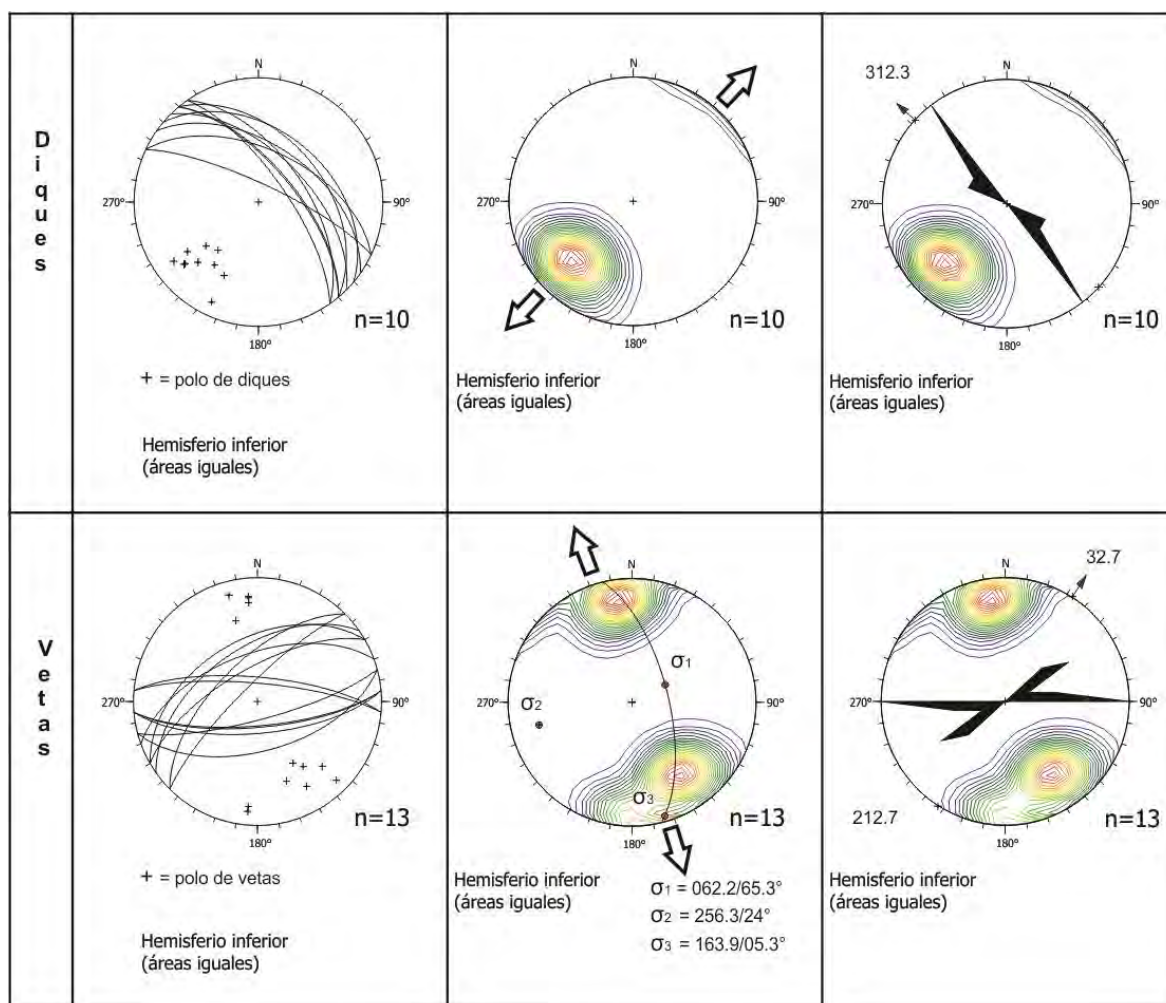
## ZONA II

Esta zona corresponde a una franja de unos 600 m de ancho orientados NW-SE, (Figura 12), donde afloran principalmente rocas volcánicas e intrusivas en forma de diques, además de un sistema de vetas emplazadas en las rocas sedimentarias marinas.

**Diques:** en la Figura 14, el diagrama de círculos mayores y polos muestra un sistema de diques cuyos planos tienen un rumbo que oscila entre los  $300^\circ$  y  $330^\circ$  y buzanan al NE, con inclinaciones medias a altas ( $\pm 60^\circ$ ), cuyo campo de esfuerzo es muy parecido a los diques de la Zona 1, el esfuerzo de extensión queda orientado NE-SE representado en diagrama de densidades y en el diagrama de rosas se aprecia el promedio de rumbo con el vector principal de  $312^\circ$  (Figura 14).

**Vetas:** se seleccionaron trece vetas (Figura 14, vetas), las cuales presentan un patrón casi perpendicular con respecto al sistema de diques, el rumbo varía de ENE a NE y según el diagrama se arreglan en juegos conjugados. La dirección de inclinación es al NE y SE, con ángulos de buzamiento de medios a altos. El campo de esfuerzos resultante se presentan en el diagrama de densidades donde  $\sigma_1$  es de  $062^\circ/65^\circ$ . El diagrama de rosas muestra el rumbo promedio de las vetas E-W, El sistema de vetas se trunca en el límite con la Zona I, no prolongándose en el área de la Zona I (Figura 12). El patrón de vetas de Zona I es casi perpendicular a las de la Zona II.

## Zona II



**Figura 14.-Estereograma correspondiente a la Zona II, donde se analizó el sistema de diques y vetas.**

**ZONA III.** La Zona III es una franja de unos 1000 m de anchura orientada NW-SE, donde afloran ventanas de la Formación Mezcalera, apófisis de rocas intrusivas, diques, remanentes de rocas volcánicas y el domo de La Bufa (Figura 12).

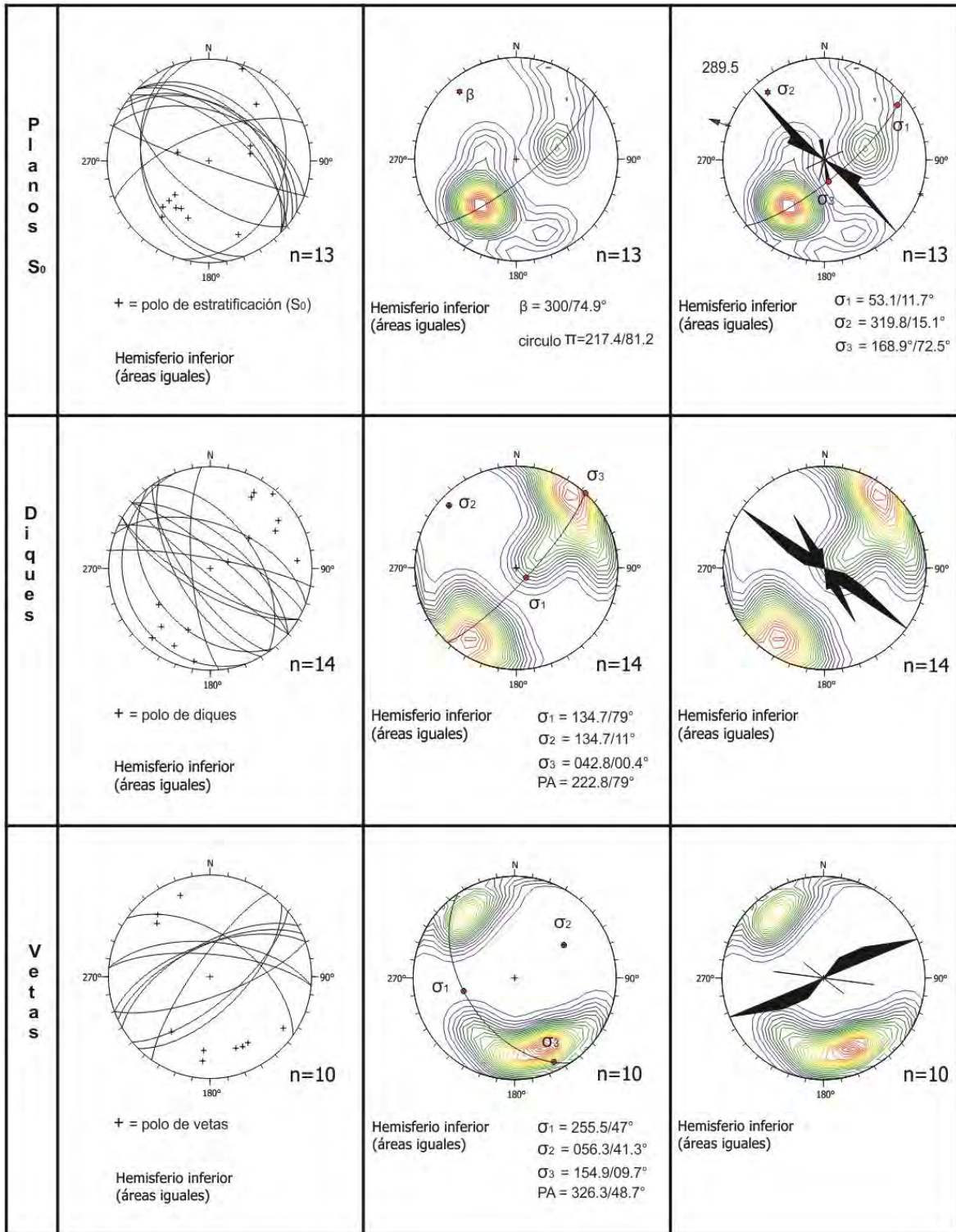
**Planos So:** se graficaron trece datos de planos de estratificación, los cuales tienen un rumbo principal NW-SE, con dirección de inclinación de la población principal al NE, con inclinaciones de ángulo medio (Figura 15, planos So). Con ayuda del

Circulo  $\pi$ , se obtuvo el valor del Polo  $\beta$ , de  $307^{\circ}/08^{\circ}$ , que representa el cabeceo promedio de los ejes de pliegues que se desarrollaron en la secuencia de la Formación Mezcalera. El campo de esfuerzos se aprecia en diagrama de densidades y roseta, donde  $\sigma_1 = 210^{\circ}/39^{\circ}$  (Figura 15). Los planos de estratificación de acuerdo con el diagrama de densidades representan principalmente un flanco de un pliegue buzando al NE. En el diagrama de rosas se aprecia el rumbo general de la estructura de  $289^{\circ}$  (Figura 15). El campo de esfuerzos es parecido al de la Zona I, con acortamiento al NE, resultado del proceso orogénico Laramídico.

**Diques:** para esta zona se tomó una muestra de 14 diques (Figura 15, diques), los cuales se aprecian en el diagrama de círculos mayores y polos con una actitud de rumbo que varía entre  $290^{\circ}$  y  $330^{\circ}$ , con dirección de inclinación al NE y SW, con buzamientos de ángulo medio a alto, los cuales tienen una actitud de rumbo muy parecida a los de los planos  $S_0$ . En el diagrama de densidades se aprecia el campo de esfuerzo, donde  $\sigma_1 = 134^{\circ}/79^{\circ}$ , dando una dirección del esfuerzo mínimo NE-SW (extensión) y en el diagrama de rosas y densidades se observa el rumbo promedio que tienen estos diques NW-SE (Figura 15). El patrón muestra la misma actitud que tienen en las dos zonas anteriores.

**Vetas:** el conjunto de vetas están representadas en la Figura 15. En el diagrama de círculos mayores y polos sus planos tienen un rumbo que oscila entre los  $030^{\circ}$  y  $070^{\circ}$ , con buzamiento de ángulo alto y dirección de inclinación NW-SE. En el diagrama de densidades se obtuvo el campo de esfuerzo donde  $\sigma_1 = 134^{\circ}/11^{\circ}$  y el mínimo esfuerzo representa una extensión NW-SE. En el diagrama de rosas y

# Zona III



**Figura 15.-Estereograma correspondiente a la Zona III, donde se analizó estratificación (S<sub>0</sub>), diques y vetas**

densidades se aprecia el promedio de rumbo de las vetas  $\pm N70^{\circ}E$ , las cuales son oblicuas o casi perpendiculares a los diques. En las zonas II y III su actitud es muy parecida, no así con la Zona I.

#### **ZONA IV a y b**

Esta zona se dividió en dos zonas, la porción NW se caracteriza por afloramientos de la Formación Mezcalera Superior, la cual es atravesada por vetas y algunos apófisis de monzonita (Figura 12).

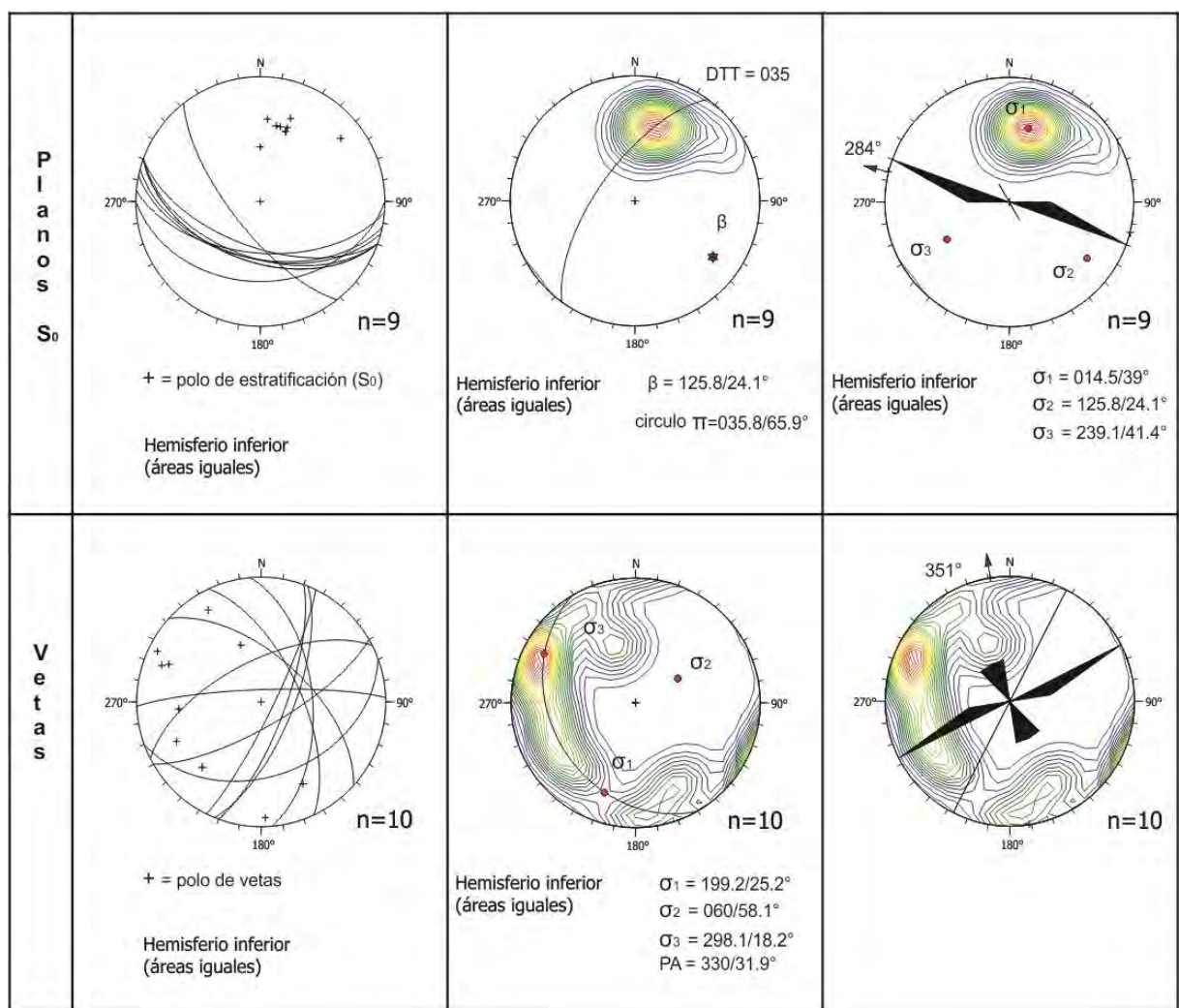
**Planos So:** Zona IVa (Figura 16), los planos de estratificación (So) tienen una población muy definida con rumbo WNW-ESE, con dirección de inclinación al SSW, con inclinaciones de ángulo medio, los cuales sugieren una vergencia de la estructura mayor al NNE (Figura 16, planos So). Con la ayuda del Circulo  $\pi$  se calculó la DTT= $N35^{\circ}E$ . En el diagrama de rosas y densidades se calculó el campo de esfuerzos, quedando el máximo de compresión  $\sigma_1 = 015^{\circ}/35^{\circ}$  y el rumbo general de las capas de  $284^{\circ}$  determinado con el vector principal (Figura 16).

Los planos (So) para la zona 4b (Figura 17), se tomaron solo cuatro planos de estratificación, los cuales tienen una actitud muy semejante a los de la Zona IVa, con una variación pequeña en el valor del esfuerzo mayor  $\sigma_1=028^{\circ}/23^{\circ}$ .

**Vetas:** Para las vetas de la Zona IVa (Figura 17) los planos se presentan en tres juegos principales NNE, NNW y ENE, con inclinaciones medias a altas. En esta zona las vetas adquieren un patrón en juegos conjugados, que resultaron posiblemente de la actuación del máximo de compresión orientado NW-SE. En el diagrama de densidades se aprecia el campo de esfuerzo donde  $\sigma_1=199^{\circ}/25^{\circ}$ , y en el diagrama de rosas se obtuvo el promedio de rumbo de las vetas NE-SW. Este

patrón de vetas refleja quizá un juego producto de compresión laramídica, pues presenta una afinidad con el máximo de compresión durante ese evento. Este patrón es diferente a los de las otras zonas, que parecen ser el resultado de un proceso de extensión o transpresión.

### Zona IVa



**Figura 16.-Estereograma correspondiente a la Zona IVa, donde se analizaron los patrones de planos de estratificación (S<sub>0</sub>) y vetas**

Zona IVb (Figura 17), el conjunto de planos de vetas presentan un arreglo conjugado, con rumbos NNE y NE e inclinaciones de sus planos de ángulos altos,

con dirección de inclinación al NW y SE. En el diagrama de densidades con ayuda del plano auxiliar perpendicular al rumbo de la fallas se obtuvo el campo de esfuerzo, donde  $\sigma_1=242^\circ/48^\circ$ , dando la dirección de extensión con el valor del mínimo esfuerzo NW-SE. En el diagrama de rosas y densidades se calculó el rumbo promedio con el vector principal de  $077^\circ$ . Este patrón muestra un máximo de compresión con dirección de acortamiento al NE, muy parecido al de la Zona IVa

### Zona IVb

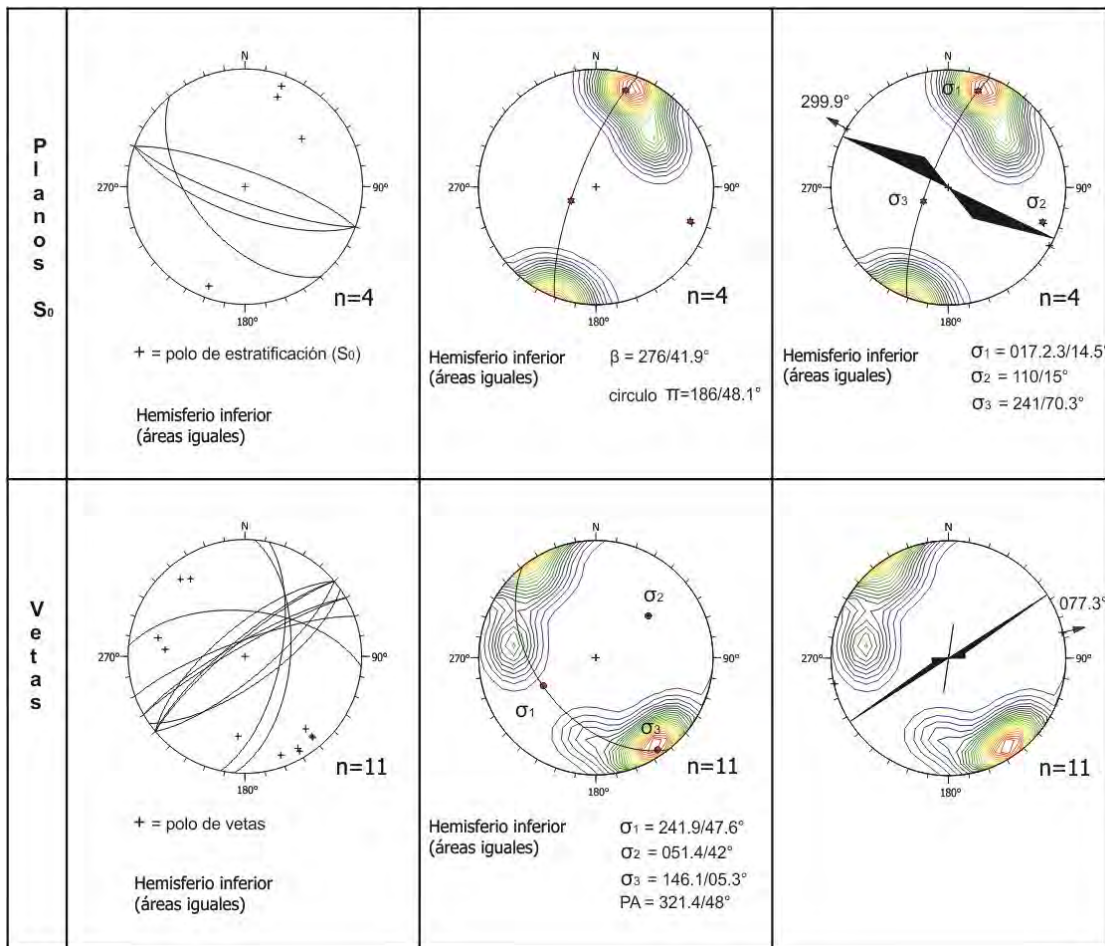


Figura 17.-Estereograma correspondiente a la Zona 4b

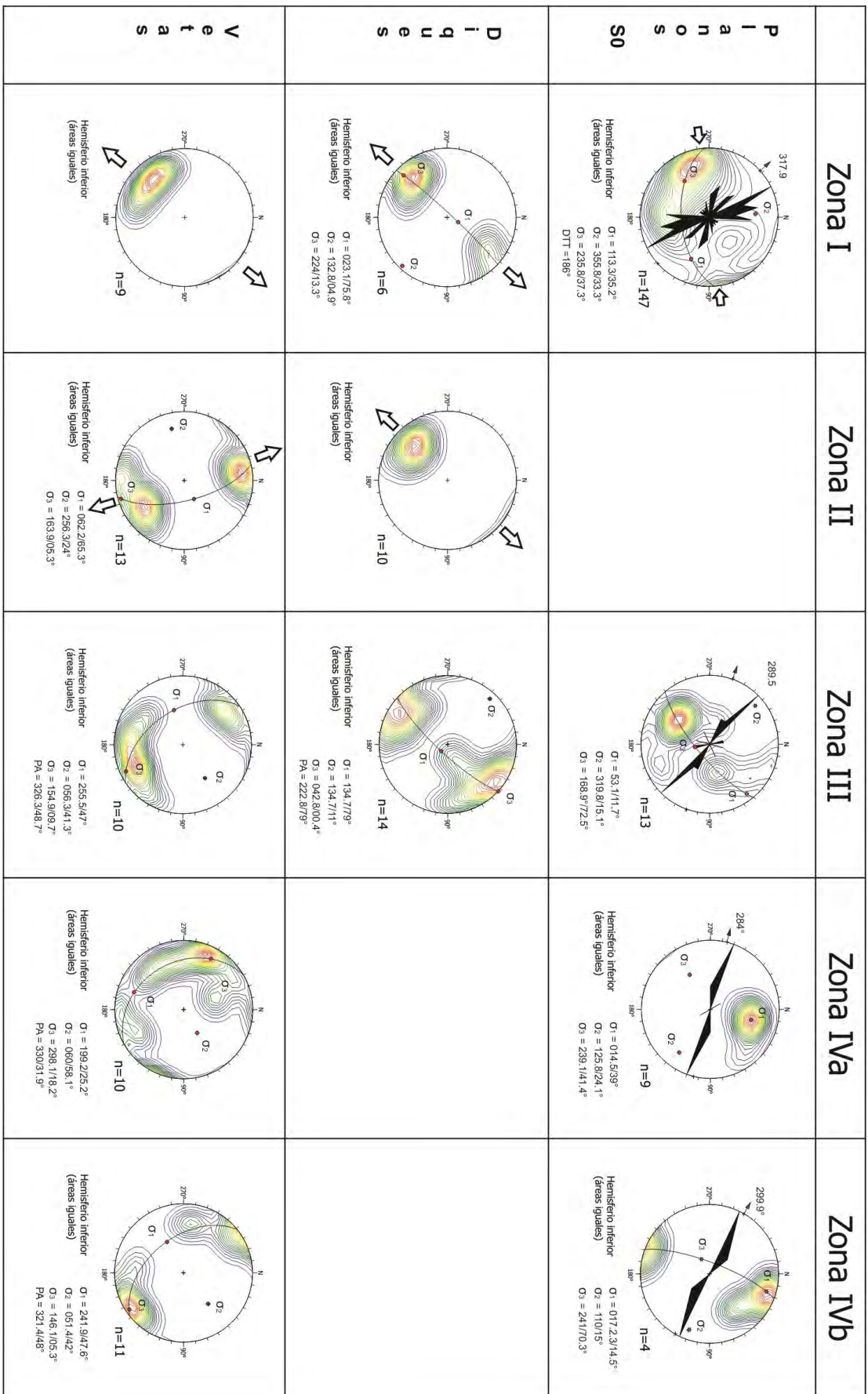


Figura 18.-Resumen de estereogramas de toda la zona



#### III.4. Modelo estructural del Bloque Indé.

La zona de este trabajo forma parte de una gran estructura localizada en la porción oriental de la Carta Geológico-Minera INDE G13-C19, Durango, del SGM. Esta estructura fué delimitada por el SGM por fallas normales de orientación NW-SE quedando el Bloque Indé como un pilar tectónico. De acuerdo con el mapa de SGM, esta franja tiene una longitud en su porción central de unos 20 km de largo por unos 5 km de ancho y sus extremos NW y SE son más estrechos. En esta zona afloran rocas que abarcan desde el Jurásico Temprano al Cretácico Temprano, intrusionadas y cubiertas por remanentes de rocas ígneas del Terciario (Figura 19). De acuerdo con la columna geológica del área la Formación Gran Tesoro abarca hasta el Jurásico Tardío (Oxfordiano) y el Grupo Mezcalera empieza en el Cretácico Temprano, por lo que se infiere que debe de haber una discordancia angular entre ambas formaciones. Esta discordancia no se aprecia en el área, posiblemente porque la secuencia está dislocada por el acortamiento de la orogenia Laramide. La presencia de las formaciones Gran Tesoro y Mezcalera Inferior en el núcleo del Bloque Indé y de secuencias continentales de la Mezcalera Superior con contactos tectónicos, pudieran interpretarse como el dislocamiento por falla inversa durante el proceso de deformación Laramídico. Sin embargo, esto es difícil de explicar por la disposición que guardan estas formaciones dentro del Bloque Indé, donde las formaciones se aprecian como cuñas limitadas por fallas inversas de alto ángulo (mapa geológico anexo). como se ha demostrado en las barrenaciones, y además muchos de esos contactos

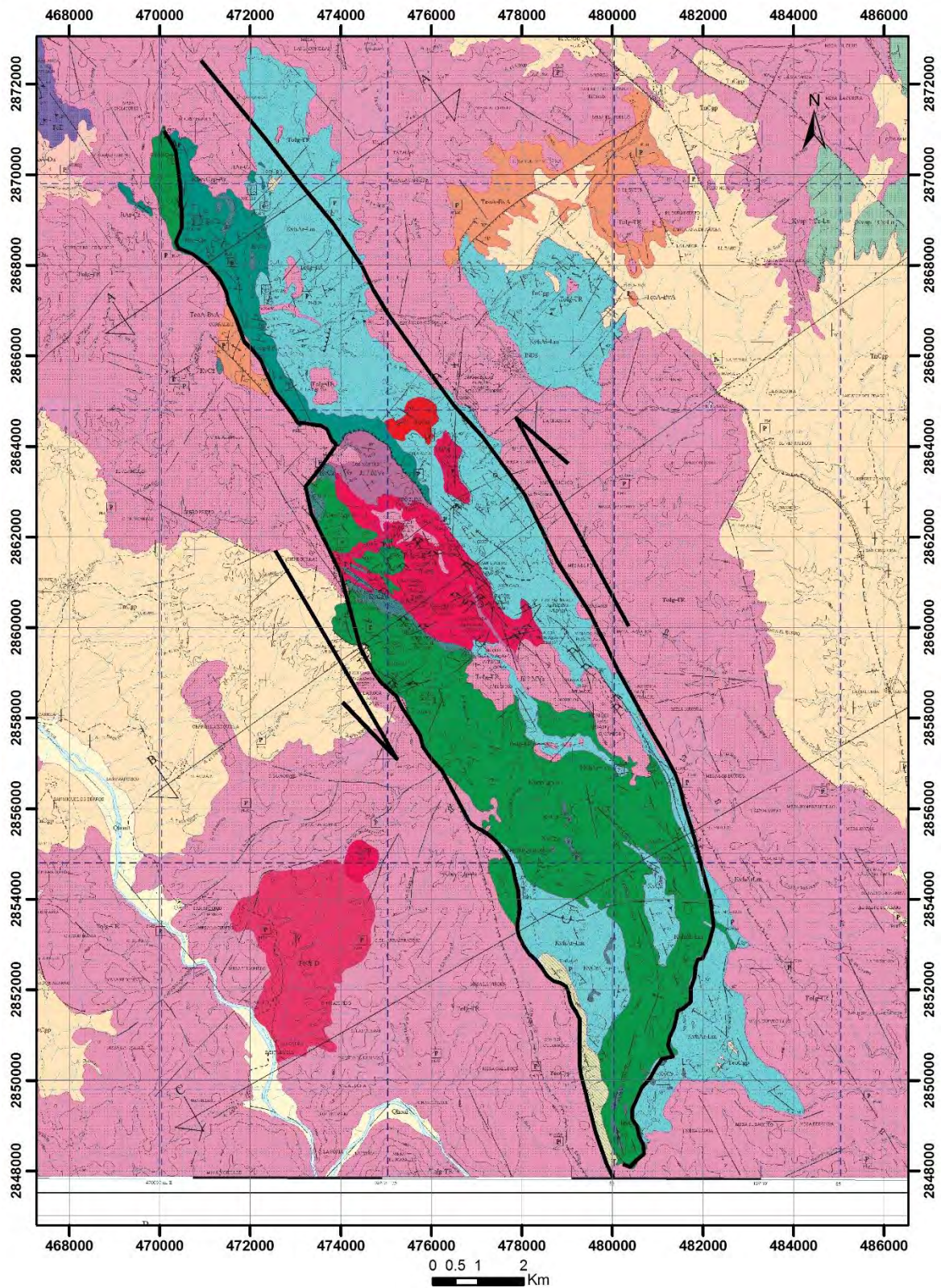
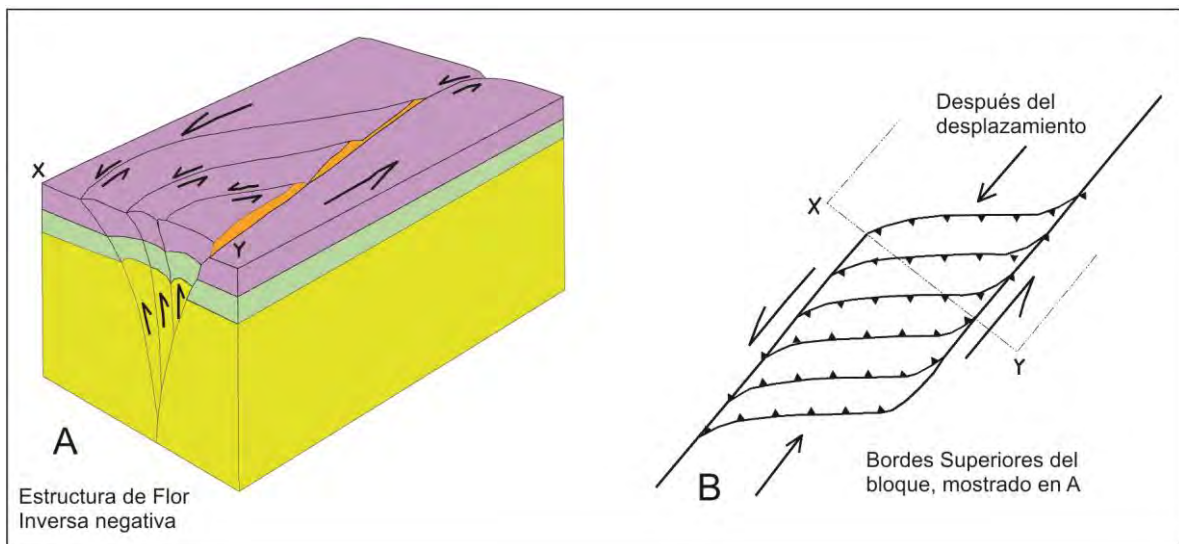


Figura 19.-Mapa geológico Esc. 1:50 000 del SGM muestra los límites del Bloque Indé marcados con líneas negras, según SGM son fallas normales, pero en el caso aquí propuesto de una estructura de compresión serían fallas inversas

están ocupados por diques y apófisis de los intrusivos (mapa anexo y sección). Por lo que se sugiere en este trabajo que la opción para explicar estas cuñas de formaciones anómalas en el centro del bloque Indé, se puede explicar por un proceso de transpresión que originó el levantamiento del Bloque Indé, posterior al evento laramídico y anterior al evento tectónico de Cuencas y Sierras.

En análisis estructural de la estratificación (planos So, Figuras 15 y 16) de las zonas 3 y 4 muestran que el vector de compresión estuvo orientado NNE-SSW, mientras que en la zona 1 (Figura 13), la dirección del máximo esfuerzo es ENE, lo cual muestra rotación del campo de esfuerzo. Se conoce regionalmente que la dirección de acortamiento general de la orogenia Laramide fue hacia el NE, sin embargo el análisis de de planos de estratificación de la zona de Indé, muestran dos direcciones, que no son muy congruentes con esa dirección, por lo que se puede sugerir que el bloque sufrió rotación post-laramídica (Figura 20).

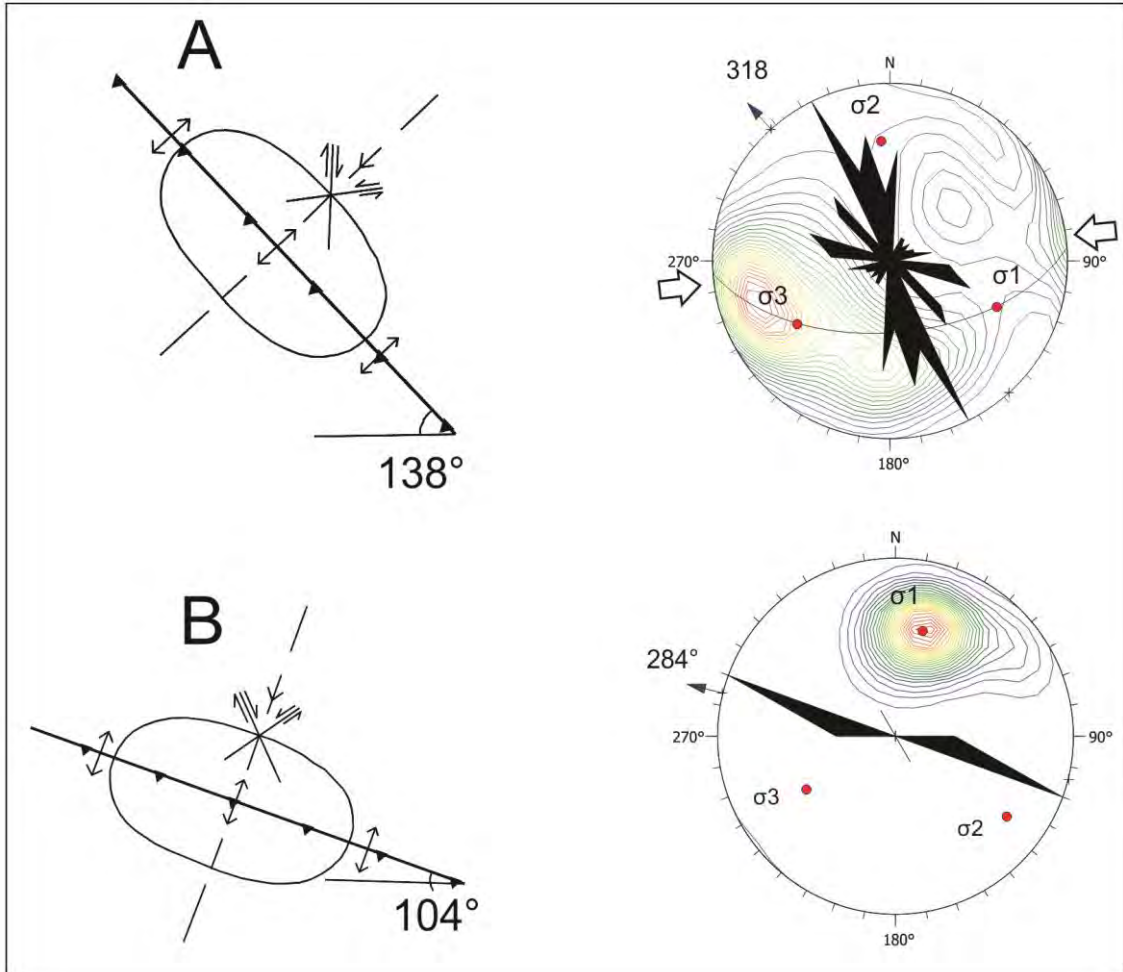


**Figura 20.-Modelo idealizado para explicar el modelo que explique la presencia del Bloque Indé, resultado del proceso de transpresión.**

De acuerdo a la posición que guarda el sistema de vetas y diques que están ocupando las fracturas, resultado de la transpresión, muestra que esta estructura del Bloque Indé es el resultado de un movimiento izquierdo (Figura 20). Los diques analizados en los estereogramas (Figuras 13,14 y 15), dentro de las zonas I, II y III localizados en la parte central de la estructura, tienen una actitud promedio de  $310^\circ$  muy semejante a las fallas marginales de la estructura, que reflejan una extensión NE-SW, las cuales se cierran hacia los vértices NW-SE y de igual forma son paralelos a los contactos de las franjas de afloramientos de rocas sedimentarias de las formaciones Gran Tesoro y Grupo Mezcalera. En cuanto al sistema de vetas analizadas, se presentan dos poblaciones predominantes: en la Zona I, son ligeramente paralelas a los diques (Figuras 13), como se muestra en el diagrama de rosas, con promedio de  $312^\circ$ , muy parecido a los  $320^\circ$  de los diques. En las zonas II y III que corresponden a la parte central de la estructura (Figuras 14 y 15) que tienen un rumbo ENE con un rango de  $070^\circ$  a  $080^\circ$ , con inclinaciones de ángulo medio a bajo al NW y SE, disponiéndose en juegos conjugados, dando una dirección de extensión NW-SE, las cuales se aprecia en el mapa geológico que cortan a las rocas volcánicas e intrusivas terciarias (mapa anexo). En las zonas IV a y b, las vetas tiende a formar juegos conjugados, manifestando también una extensión NW-SE (Figuras 16 y 17), se aprecia que estas vetas se localizan en el Grupo Mezcalera Superior y también cortan a rocas intrusivas y volcánicas.

El conjunto de rocas ígneas fueron emplazadas siguiendo el patrón de conductos NW-SE, aunque también las hay en menor abundancia como las que siguen el patrón ENE. Otro detalle importante que se observa en el mapa geológico, es que muchas de las vetas cortan a las rocas ígneas, lo que sugiere que la mineralización económica en las vetas fue pos-rocas ígneas, aunque no se descarta la posibilidad

que en esta zona sean el resultado de máximo de compresión generado durante la orogenia Laramide, sobre todo para la zona 4a según se aprecia en los estereogramas de las figuras 16 y 17 y 20. Para un mejor entendimiento se requiere un estudio más a detalle de campo para comprobar el modelo que aquí se propone.



**Figura 21.-A) elipse de deformación y el estereograma de rosetas y densidades que muestra el rumbo de las capas ( $S_0$ ) y en las elipses de deformación se representa el campo de esfuerzo Laramídico para el bloque Indé. En A se muestra un rumbo  $284^\circ$  y en B)  $318^\circ$  lo que muestra una rotación del campo de esfuerzo.**

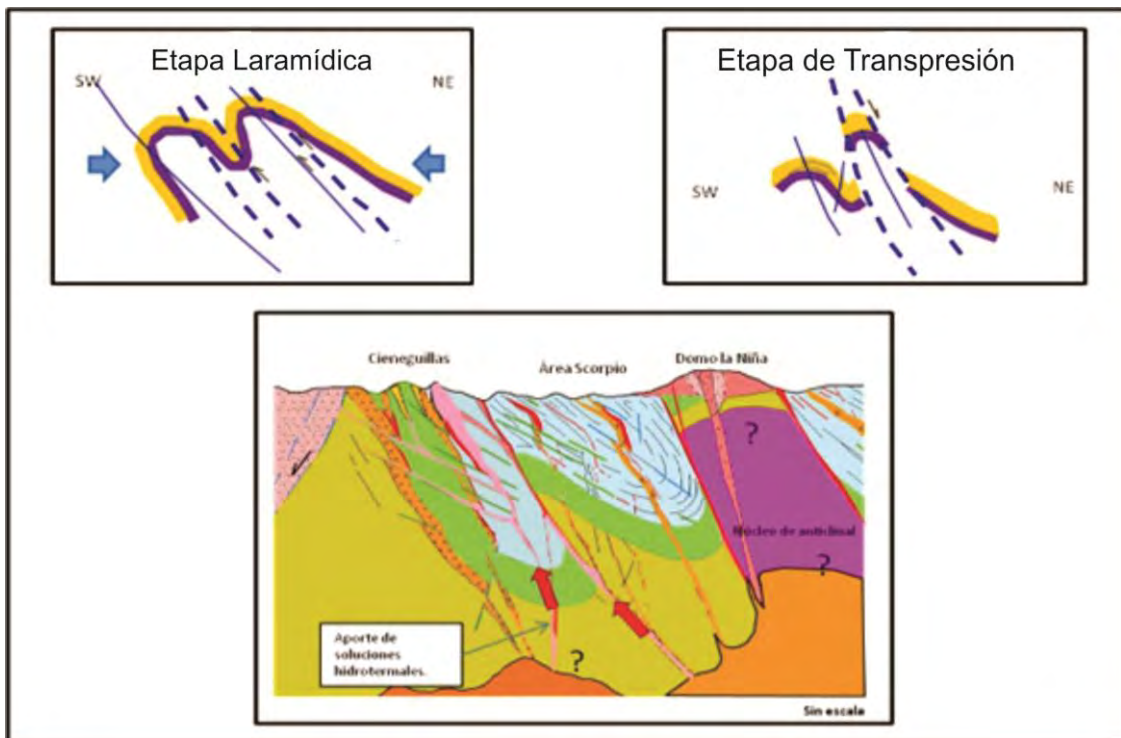
## CAPITULO IV- MODELO ESTRUCTURAL DEL YACIMIENTO

De acuerdo con el análisis estructural y observaciones de campo se pudo apreciar que hay controles estructurales importantes para el alojamiento de los yacimientos minerales del Distrito Minero de Indé. En la preparación del terreno tuvo que ver la etapa de deformación compresiva que se desarrolló durante la orogenia Laramide, posteriormente una etapa de transición entre la compresión y el inicio de la extensión, que en este trabajo se propone como una zona de transpresión, que originó el levantamiento del Bloque de Indé y finalmente la tectónica extensional (provincia de Cuencas y Sierras de México), que aportó una etapa de vulcanismo relacionado al sistema de fallas normales para dar origen al grupo de rocas volcánicas e intrusivas del Grupo Indé y ser los conductos para la mineralización.

Dentro de las estructuras mineralizadas sobresalen las zonas de dilatación, así como las intersecciones estructurales que facilitaron la formación de diques y vetas, además del ascenso de los cuerpos intrusivos y por consiguiente el emplazamiento de soluciones hidrotermales. De igual forma los planos de cabalgaduras y zonas de cizalla fueron conductos favorables y permitieron el desarrollo de *sills* monzoníticos y riolíticos para dar origen a las zonas de *skarn*, así como vetas polimetálicas.

La actividad tectónica durante la orogenia Laramide permitió el desarrollo de intenso plegamiento con ejes de los pliegues de rumbo general NW-SE y vergencias de planos axiales al NE. Todos estos elementos estructurales se dieron con diferentes gradientes de extensión debido a diversos comportamientos del coeficiente de fricción actuante en cada uno de ellos. De la misma manera los planos estructurales que se dieron por efecto de transpresión y extensión se

comportaron como zonas de baja resistencia para la introducción tanto de soluciones hidrotermales como de cuerpos intrusivos e hipabisales (Figura 22). Las estructuras NE ya existentes como estructuras extensionales, simplemente modificaron su conformación estructural a transpresiva con áreas específicas de dilatación máxima debido al efecto de rotación del vector  $\sigma_3$  en el elipsoide de deformación.



**Figura 22.-Diagrama esquemático mostrando etapa de compresión y extensión de la zona de Indé. (Modificado de un informe interno de la Compañía Minera Electrum)**

### *Evidencia de pórfido*

De acuerdo con el modelo propuesto en la Figura 22, se sugiere la existencia de un intrusivo a una profundidad incierta, generador de intrusiones diferenciadas, cuya actividad visible, es mineralización vetiforme (Au-Cu y polimetálica) con posibilidad

de brechas de caparazón mineralizadas e incluso mineralización en *stock work* o diseminada en el cuerpo intrusivo principal.

### *Tipos de depósitos*

En el Distrito Minero de Indé se pueden observar diversos estilos de mineralización, los cuales pueden estar relacionados a un sistema tipo pórfido (Figura 23):

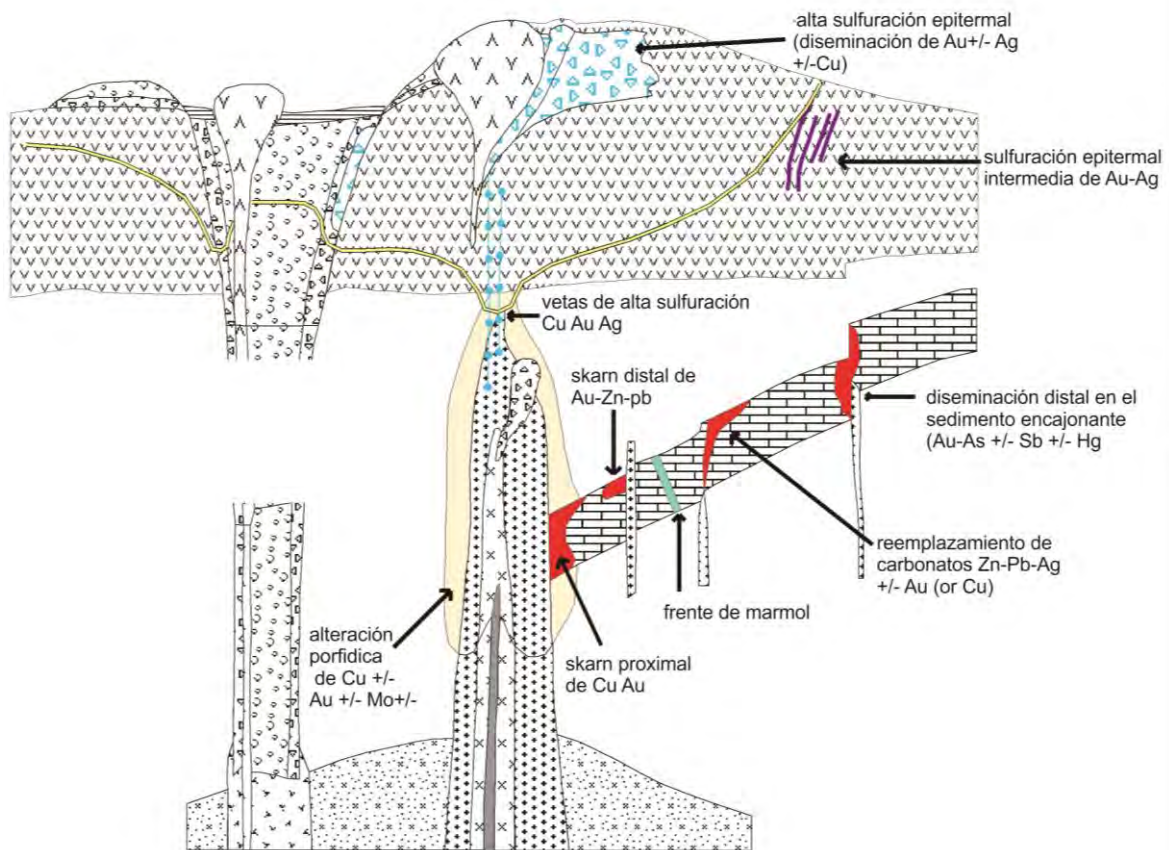
Las vetas están caracterizadas por alta-intermedia sulfidación, representativas de las partes más superficiales del sistema tipo pórfido. En la zona operativa se presentan estructuras vetiformes polimetálicas epitermales (Ag-Pb-Zn), hospedadas en paquetes sedimentarios Cretácicos; un ejemplo de estas estructuras es la veta Leticia, la cual reporta una ley promedio de 0.98 g/t Au, 235 g/t Ag, 2.05% Pb, 3.70% Zn y 0.05% Cu.

-Estructuras más distales se encuentran representadas por vetas epitermales (Au-Ag), las cuales aparentemente cortan toda la columna estratigráfica. Un ejemplo de estas estructuras es la veta La Unión, la cual está compuesta por cuarzo bandeado, texturas epitermales y brechamiento asociado a los márgenes; se reportan valores de hasta 6.40 m @ 0.93 g/t Au, 138 g/t Ag, 0.27% Pb, 0.43% Zn y 0.43% Cu (Barreno EIU-4).

-CRD (depósitos de reemplazamiento de carbonatos): evidenciado por mineralización Au-Cu hospedada en paquetes litológicos sedimentarios calcáreos, los cuales fueron favorables para el reemplazamiento y relleno de huecos, en zonas en contacto con diques félsicos. En la zona se reportan valores de 26.90 m @ 1.96 g/t Au (Barreno EID-1) a profundidad y se estima un potencial de 500K–2000K T @ 20.17 g/t Au.



-Skarn Au-Cu: Evidenciado por paquetes de conglomerado polimíctico con matriz *skarnificada*, presencia de granates (grosularita y/o andradita) con diseminación de sulfuros (pirita-calcopirita), las mejores exposiciones de este tipo de mineralización son el *Skarn Matracal* y *skarn El Gato*.



**Figura 23.-Modelo idealizado propuesto para el yacimiento del Distrito Minero de Indé (modificado de informe interno Compañía Electrum)**

### Paragénesis mineral

El futuro de la minería en el Distrito Minero de Indé, presenta buenas alternativas para su explotación en el futuro. Se concluye que el sistema presenta al menos dos eventos de mineralización hidrotermal importante con una huella de alteración

principalmente propilítica, silicificación superpuesta e incipiente desarrollo de feldespatización.

A la elevación conocida a la fecha, el brechamiento presente en áreas como Tablas y Leticia, presenta características típicas epitermales con relleno de clorita-epidota-py, sin llegar a manifestarse a la fecha, minerales que evidencien caparazones de intrusivo como la turmalina.

Las principales asociaciones de la mineralización económica se manifiestan como pirita-arsenopirita-esfalerita-galena para el primer evento, así como una secuencia de adición relacionada a sulfosales de Cu-calcopirita para el segundo evento. Las 2 etapas presentan calcopirita, sin embargo la primera está relacionada a esfalerita y la otra se encuentra relacionada a la serie de sulfosales de Cu.

Para la mineralización de metasomatismo, el *skarn* presenta características de transición con manifestaciones progradas de desarrollo de granate +píroxeno +epidota y retrógradas con nuevo desarrollo de epidota +sericita +clorita +calcita +py. El *skarn* es cálcico andradítico con desarrollo incipiente de actinolita-tremolita con alteración clorítica y silicificación posterior. La mineralización desarrollada presenta una asociación pirita-calcopirita-Au y una fase secundaria de cuarzo secundario-magnetita-especularita.

La mineralización relacionada a reemplazamiento presenta una asociación de py-Au-carbonatos de Cu-jaspe, emplazada a partir de lixiviación de sulfuros debido a la acción de celdas convectivas de aguas meteóricas y soluciones hidrotermales tardías sobre zonas de huecos y fracturamiento preexistente

### Alteraciones

Con un levantamiento realizado para caracterizar las alteraciones usando un espectrógrafo ASD, se tomaron 512 lecturas superficiales. El análisis de esta

caracterización de arcillas permitió definir zonas de alteración de alta temperatura de illita con halos de esmectita, indicando puntos de temperatura alta con posibilidades de zoneamiento proximal en el distrito.

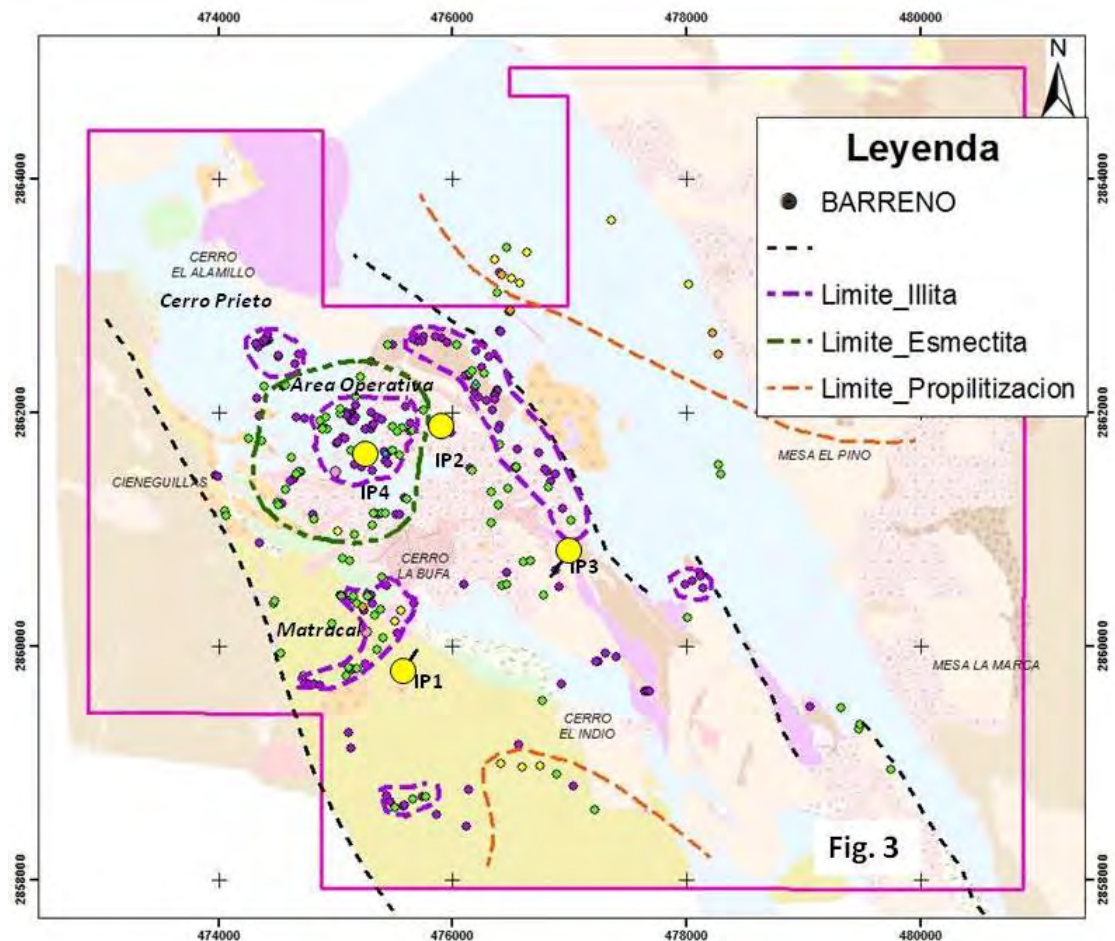


Figura 24.-Mapa de alteraciones del distrito minero de Indé, (proporcionada por la Compañía Electrum)

## CAPITULO V. IMPLICACIONES ECONÓMICAS

### V.1. Reseña histórica

La actividad minera en Indé principalmente data hacia la llegada de los españoles. El Real Indé fue fundado en 1563 y 1567 por el Capitán Español Rodrigo del Río de Lossa en las tierras de la tribu de Tepehuanes. Primero nombrado San Juan Bautista de Indé. Indé era una misión importante sobre el camino Real de Tierra Adentro conectando la ciudad de México con Santa Fe, Nuevo México.

Un censo del siglo XVII reportó nueve minas en operación y un pueblo de 70 personas, no incluyendo a los Tepehuanes y Tlaxcaltecas. Las tribus habían sido controladas por los Jesuitas hasta un levantamiento en 1616. Otro levantamiento seguido en 1644.

El siglo XVIII trajo la formación de haciendas sobre las concesiones reales a lo largo de las tierras. La intención de las concesiones mineras era establecer una población local para resguardar y transportar oro, plata producida sobre la región. El reporte de producción en 1767 solo fueron 4508 oz de oro y 5600 oz de plata.

En el comienzo de la búsqueda de independencia por la Nueva España en 1810, Indé tenía 4536 habitantes. Una vez independiente, la población de Indé se convirtió en una de las diez zonas emergentes del nuevo estado de Durango. Indé se convirtió en un área de interés con respecto a las inversiones mineras, promovido por el gobierno Ingles a través del diplomático G. Ward, no hay registros restantes que indicaran alguna inversión.

Por 1847, la economía de Indé estaba en auge y la población se triplicó. Algunos contratiempos incluyeron la recolección forzada de 2435 pesos para el gobierno

central por pago de la guerra con U.S., una invasión por 200 Apaches mientras la recolección estaba en proceso, y la muerte de 780 personas por cólera en 1849. A pesar de un periodo de disturbios, Indé prevaleció y las haciendas y ranchos crecieron en número y fuerza.

Al final del siglo XIX, durante la dictadura de Porfirio Díaz, Indé finalmente atrajo inversión extranjera después de varios ciclos de auge. El Ferrocarril Central Mexicano promovió una rápida conexión de la ciudad de México y al Paso, Texas en la frontera Americana.

Entre 1892 y 1894, 33 nuevas minas fueron registradas, con 73 % de estas demandas durante los meses de Junio y Julio de 1894.

*El siglo XX:* las primeras plantas procesadoras fueron instaladas, tres utilizando cianuración en la porción norponiente de la propiedad en el área de Cieneguillas. Ocho compañías mineras estaban en operación por el año de 1907 (3 Americanas, una Inglesa y cuatro Mexicanas). Solo una, la mina de Guadalupe tenía facilidades de fundición. Juntos ellos produjeron 4 toneladas de oro así como plata y cobre, empleando a 309 trabajadores durante 1907. Wisser (1930) reportó una producción de 1908 a 1910 de 112000 toneladas de mineral que contenían 19.4 g/t Au, 133 g/t Ag de la mina de Guadalupe y 131000 toneladas de 20.1 g/t Au de la mina El Terrible.

Por 1910, la población de Indé había alcanzado su mayor nivel. Las operaciones fueron interrumpidas por las Revolución Mexicana, pero la región se calmó en 1920 cuando Francisco Villa aceptó amnistía y fue preso en la Hacienda de Canutillo al norte de Indé. En 1927 esas siete minas fueron consolidadas por la empresa minera

*Kansas City Mining and Smelting Co.*, y una planta de cianuración fue instalada con una capacidad de 150 tpd.

En 1935, movimientos sociales en México forzaron a la compañía a abandonar las facilidades existentes para el trabajo de minero. Cerca de los próximos 20 años, la mayoría de las minas y la infraestructura asociada fue destruida durante disputas y por pobres prácticas mineras. En 1944 y 1945, la Compañía Minera Eagle Picher Mining y Smelting Company of México realizaron un programa de exploración enfocado a metales base, pero la exploración no siguió la producción.

La Compañía San Juan de Cieneguillas fue formada en 1952 y operó las minas La Unión, Recompensa y San Antonio, utilizando una planta de flotación de 50 tdp. En el mismo año. La Compañía Minera Bea, S.A. inició operaciones en la Mina Colorada, que fue controlada por minera Scorpio y después por la Compañía Minera La Reforma, S.A.

## V.2. Indé como una reserva nacional de mineral

En 1977, el Consejo de Recursos Minerales (CRM), hoy llamado Servicio Geológico Mexicano (SGM), por invitación del Ingeniero Silveyra, realizó una evaluación del distrito. El 27 de marzo de 1978, el CRM declaró 18000 hectáreas en Indé como reserva nacional de mineral. Los contratos preexistentes fueron respetados y permanecieron válidos.

Un reporte por Aguilera (1958) menciona que el CRM completó 12699 m de barrenos. Un total de 40 prospectos fueron localizados y 17 de esos fueron evaluados. Reservas fueron delineadas en 12 de los 17, de los cuales 3 fueron inconclusos y 2 no fueron perseguidos. Estos barrenos encontraron valores económicos en las vetas de Au, Ag, Pb, y Zn. Entre 1997 y 2000, el SGM perforó

1500 m en 5 barrenos de la reserva de Indé, intersectando las vetas de Garabatos, Elida y Argentina así como también oro–cobre en *skarn*. La reserva nacional fue abandonada en 2005 por la Dirección General de Minas por no completar las obligaciones para sostener las concesiones mineras por el SGM. La familia Silveyra controla actualmente el Distrito Minero de Indé.

### V.3. Producción histórica y reservas

La producción acumulada de oro puede aproximarse y basarse en una variedad de referencias. Megaw (1991) reportó que el distrito era de especial interés por que este había producido un mínimo de 1.5 millones de onzas de oro entre 1910 y 1940 de un área relativamente pequeña. La mina Guadalupe reportó en varias fuentes haber producido 150 tdp de 1927 a 1936 con un promedio de 19.4 g/t Au y 133 g/t Ag (Wisser 1930). Considerando la información a lo largo con aislados records de minado entre 1907 y 1936, la producción histórica documentada del distrito minero de Indé excedió las 900,000 onzas de oro y 4.4 millones de onzas de plata.

El Distrito Minero de Indé en la actualidad tiene muchas posibilidades de seguir activo, debido a que las condiciones estructurales del Bloque Indé observa muchas posibilidades atractivas, sobre todo adecuando la exploración siguiendo los modelos estructurales propuestos en los diferentes trabajos de la zona, en este trabajo se propone un nuevo modelo que requiere ser comprobado con trabajo de campo y de esta manera seguir con la exploración directa en áreas cercanas a las que ahora se están explotando o se han explotado.

## CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

### A) Conclusiones

El Distrito Minero de Indé es uno de los distritos más antiguos del norte de México, el cual actualmente tiene activas algunas de sus minas, además de prospectos con buenas posibilidades para encontrar nuevos yacimientos minerales. En este estudio se realizó un análisis estructural de la información generada por la Compañía Minera Electrum y que se encuentra plasmada en sus mapas geológicos, el análisis consistió en vaciar la información en diagramas estereográficos con el fin de analizar los parámetros estructurales generados durante la orogenia Laramide, tomando como base los planos de estratificación So, de las unidades sedimentarias del Mesozoico. También se analizó el sistema de vetas y diques emplazados sobre las rocas sedimentarias, con el fin de determinar el campo de esfuerzos que los generaron y ver si guardaban relación con los esfuerzos que actuaron durante la compresión laramídica. Se seleccionaron cuatro zonas de acuerdo a sus características morfoestructurales, las cuales se separaron en franjas orientadas NW-SE que es el rumbo que guardan las estructuras de las rocas mesozoicas. En todas las zonas los diques guardan paralelismo con el rumbo de los planos So y las vetas en tres de las zonas son perpendiculares al rumbo de los planos So y diques, a excepción de la Zona I, donde las vetas son paralelas a los diques y planos So. El resultado del análisis de los planos So, muestra un acortamiento de la secuencia mesozoica al NE, con rotación de ENW en la Zona IV a NW en el resto de las zonas. De acuerdo con el resultado del análisis anterior, se encontró que existen estructuras laramídicas que facilitaron el ascenso de fluidos hidrotermales y otras que se han asociado en este trabajo a las generadas por una



etapa post-laramídica resultado del levantamiento del Bloque Indé por un mecanismo de transpresión y extensión que facilitó el emplazamiento de cuerpos intrusivos, rocas volcánicas y desde luego las vetas.

La mineralización predominante es de relleno de fisuras y zonas de *skarn* asociadas a los cuerpos intrusivos, de acuerdo con esto se generó un modelo idealizado de la mineralización del Distrito Minero de Indé.

### **B) Recomendaciones.**

Gran parte de este estudio fue basado en la información geológica-estructural existente en los mapas geológicos de la zona del Distrito Minero de Indé y exploración durante mi estancia en el distrito, puedo recomendar lo siguiente:

- Un reconocimiento de campo exhaustivo con el fin de tomar datos estructurales en lugares claves, con el fin de comprobar el modelo que aquí se está planteando,
- Se recomienda realizar fechamientos radiométricos, con el fin de ubicar detalladamente la secuencia de los eventos geológicos de las rocas volcánicas para establecer su relación exacta de los eventos mineralizantes.
- Hay estudios estructurales realizados con anterioridad, sería importante relacionarlos y enlazar con el que aquí se propone y tratar de comprobarlos con exploración directa.
- Realizar la geoquímica de las rocas ígneas para tratar de establecer su génesis.

## BILIOGRAFÍA

**Aguirre Diaz G. y Mc Dowell F., 1988**, Nature and timing of faulting in the southern Basin and Range, central-eastern Durango, México. Eos (Transactions, American Geophysical Union), v.69, p.1412-1413.

**Alba Pascoe J.A. 1965**, Estudio geológico preliminar del distrito minero de Indé, Estado de Durango México, D.F., Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Tesis Profesional, 72 p. (inédita)

**Aranda-García M; Quintero Legorreta O y Martínez-Hernández, E., 1988**, Palinomorfos del Jurásico Temprano de la Formación Gran Tesoro, Santa María del Oro, Durango: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista v.7, p 112-115.

**Aranda-Gómez J.J; Henry C.D; Luhr J.F; 2000**, Evolución tectono-magmático post-paleocénica de la Sierra Madre Occidental y de la porción meridional de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 53 (1), p.59-71.

**Angelier J., 1979**, Determination of the mean principal stress for a given fault population: Tectonophysics, v. 56, p. 17-26.

**Berumen-Esparza R. y Pavón-Leal, R., 1983**, Estudio geológico minero del área de Santa María del Oro, Durango: México D.F., Universidad Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis Profesional, 122 p (inédita)

**Campa-Vianga., 1985**, The Mexican thrust Belt. Tectonostratigraphic terrane of the Circum-Pacific region Howell, D.G., Ed, Circum-Pacific council for Energy and Mineral Resources, Houton, Texas. Earth Sciences Series, n.1, p.299-313.

**Centeno-García E., y Silva-Romo G., 1997**, Geology, geochemistry and tectonic evolution of central México during Mesozoic time. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Instituto de Geología UNAM, v.14, n.2, p.244-260.

**Chávez-Cabello G., 2005**, Deformación y magnetismo Cenozoico en el sur de la cuenca de Sabinas, Coahuila, México. Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias [Tesis Doctoral], 266p.

**Cserna Z., 1956**, Tectónica de la Sierra Madre Oriental de México entre Torreón y Monterrey: México D.F. Congreso Geológico Internacional, Monografía, 60 p.

**Cserna Z., 1970**, Mesozoic sedimentation, magmatic activity and deformation of northern Mexico, in: Seewald, K. and Sundeen, D., Eds., *The geologic framework of the Chihuahua tectonic belt, a symposium in honor of Prof. Ronald K. De Ford*: Midland, West Texas Geological Society, p. 99-117

**Eguiluz De A.S., Aranda G., Marrett, R., 2000**, Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. LII, p.1-26.

**Elías-Herrera M., Sánchez Zavala J.L., y Macias Romo C., 2000**, Geologic and geochronologic data of the Guerrero terrane in the Tejupilcoárea, southern México; new constrains on its tectonic interpretation. *Journal of South American Earth Sciencies*, v. 13, p. 355-375.

**Freydier C., Martínez J., Lapierre H., Tardy M. y Coulon C., 1996**. The Early Cretaceous Arperos oceanic basin (western México). Geochemical evidence for an aseismic ridge formed near a spreading center, *Tectonophysics*, v.59, n.4, p. 343-367.

**FYPSA, 1979**, Estudio geológico del prospecto Lago Toronco, Estado de Chihuahua: México, D.F.; Petróleos Mexicanos, informe confidencial (inédito).

**Grant, G; Ruiz, J, 1998**, The Pb-Zn-Cu-Ag deposits of the Granadena mine, Sab Francisco del Oro- Santa Barbaradistrict, Chihuahua, México. *Economic Geology*, v.83, p.1683-1702.

**Haenggi, W.T., 2002**, Tectonic history of the Chihuahua trough, México and adjacent USA, Part II: Mesozoic and Cenozoic: *Boletín de la sociedad Geológica Mexicana*, 55(1), p. 38-94.

**Henry C.D., y Aranda-Gómez, J.J. 1992**, The real southern Basin y Range: mid to late Cenozoic extensión in Mexico: *Geology*, v.20, p. 701-704.

**Henry, C; Price, J; James E, 1991**, Mid-Cenozoic stress evolution and magmatism in the southern Cordillera, Texas México: Transition from continental arc to intraplate extension: *Journal of Geophysical Research*, v. 96, p.13, 545- 13,560.

**Humphrey W.H., 1956**, Tectonic framework of Northern Mexico, in Gulf Coast Association of Geologists Society Transactions, v.6, p.25-35.

**Main F.H. 1955**, Structure and stratigraphy of the Indé-Cieneguillas district, Durango, México: *Geological Society of America Bulletin* v.61, p 1483

**McDowell F.W., Mauger R.I., Walker N.W., 1989**, Geochronology of Cretaceous Tertiary magmatic activity in central Chihuahua, México: *Continental Magmatism*, Bull, N.M., Bureau of Mines and Mineral. Resources, p.131-181.

**Mc Dowell, F. y Keizer, R., 1977**, Timing of mid –Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango City and Mazatlán, México: Geological Society of American Bulletin, v.88, p1479-1487.

**McKee, J.W.; Jones, N.W., Long, L.E., 1990**, stratigraphy and provenance of strata along the San Marcos fault, central Coahuila, México: Geological Society of America Bulletin, v. 102, p.593-614.

**Meiburg P., 1987**, Paleogeografía y desarrollo estructural del Cretácico de la Sierra Madre Oriental septentrional, México. El Cretácico de México y América central. Simposio Internacional. Actas Facultad de Ciencias de la Tierra/ Universidad Autónoma de Nuevo León, n.2, p.197-199.

**Miller, M. M. y Harwood, D. S., 1989**, Paleozoic and early Mesozoic paleogeographic relations between the Klamath Mountains, Northern Sierra Nevada and Western North America: Geology, v.17, p. 369-372.

**Montemayor-Sánchez, I., 2003**, Análisis de la deformación en el Valle de San Marcos, Coahuila, México, Facultad de Ciencias de la Tierra/ Universidad Autónoma de Nuevo León [Tesis de Licenciatura], 98 p.

**Nieto-Samaniego A.F.; Alaniz-Álvarez S.A.; Labarthe-Hernández G., 1997**, La deformación cenozoica poslaramídica en la parte meridional de la Mesa Central, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v.14, p.13-25.

**Padilla y Sánchez, R.J., 1982**, Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepción del Oro, Saltillo an Monterrey, México [PH. D. Tesis]: Austin, Texas, University of Texas, 217p.

**Padilla y Sanchez, R.J., 1986**, Post-Paleozoic tectonics México and its role in the evolution of the Gulf of México: *Geophysical International*, v. 25-1 p. 157-206.

**Reyre, Y., 1970**, Stereo scan observations on the pollen genus *classopollis* Pflug, 1953: *Paleotology*, v.13, p. 303-322, lams.54-59.

**Russell, R. W., 1924**, Preliminary report on the Indé Mining District: *Revista Industrial*, v.1, núm.1

**Tardy, M.;1980**, Contribution á 'l etude géologique de la Sierra Madre Oriental du Mexique: Université Pierre et Marie Curie de Paris [Tesis Doctoral], 459 p.

**Tardy M.; Lapierre H.; Freydier C.; Coulon C.; Gill J.B., Mercier de Lepinay B., Beck C.; Martínez-Reyes J.; Talavera M.O.; Ortíz H.E.; Stein G.; Bourdier J.L., Yta M., 1994**, The Guerrero suspect terrane (western Mexico) and Terranes (the Greater Antills and the Eastern Cordillera of Colombia): a late intra-oceanic arc accreted to cratonal America during the Cretaceous. *Tectonophysics*, v.230, p.49-73.

**Stewart, J.A., 1978**, Basin range structure in western North America, a review, in Smith, R.B., Y Eaton, G.P., eds., *Cenozoic tectonics and regional geophysics of the western Cordillera*: Geological Society of America Memois 152, p. 1-13.

**Suter, M., 1984**, Cordilleran deformation along the eastern edge of the Valles San Luis Potosí carbonate plataform, Sierra Madre Oriental fold thrus belt, east-central México: *Geolical Society of America Bulletin*, 95, p. 1387-1397.

**Vega-Vera F.J.; Perrilliat, M.C., 1989**, La Presencia del Eoceno marino en la Cuenca de la Popa (Grupo Difunta), Nuevo León: orogenia post-Ypresian:

Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v.8, p.67-70.

**Wernicke, B.P., Christiansen, R.L., Englund, P.C. y Sonder, L.J., 1987,** Tectonomagmatic evolution of Cenozoic extension in the North American Cordillera, in Coward, M.P., Dewey, J.F. y Hancock, L. eds. Continental Extensional Tectonics, Geological Society, Special Publication, num.28, p.203-221.

**Ye H., 1997,** The arcuate Sierra Madre Oriental orogenic belt, NE Mexico: Tectonic infilling of recess along the Southwestern North America continental margin, en Soegaard, K Giles, K.

**Zaldívar-Ruiz, J., y Garduño-Monroy, V.H., 1984,** Estudio estratigráfico y estructural de las rocas del Paleozoico Superior de Santa María del Oro, Durango, y sus implicaciones tectónicas: México, D.F., Sociedad Geológica Mexicana, Convención Geológica Nacional, 7, memoria, p. 28-39.

**Zoback, M., Anderson, R.E. y Thompson, G.A., 1981,** Cenozoic evolution of the state of stress and style of tectonism of the Basin and Range province of the western United States: Royal Society of London Philosophical Transactions, ser A, v.300, p. 407-434.

## Anexo de datos estructura

Rumbo	Inclinación	Dato Estructural	Estratigrafía	Sistema	Rumbo
		planos So zona 1			
352	70 NE	planos So	lutitas	1	320
30	69 SE	planos So	lutitas	1	230
265	61 NW	planos So	lutitas	1	275
330	69 NE	planos So	lutitas	1	335
270	47 N	planos So	lutitas	1	265
1	58 SE	planos So	lutitas	1	333
290	56 NE	planos So	lutitas	1	310
340	61 NE	planos So	lutitas	1	310
350	71 NE	planos So	lutitas	1	290
310	38 NE	planos So	lutitas	1	
300	49 NE	planos So	lutitas	1	
350	70 NE	planos So	lutitas	1	
330	69 NE	planos So	lutitas	1	320
220	41 NW	planos So	lutitas	1	135
335	57 NE	planos So	lutitas	1	320
330	63 NE	planos So	lutitas	1	325
300	77 NE	planos So	lutitas	1	125
340	69 NE	planos So	lutitas	1	300
345	84 NE	planos So	lutitas	1	
335	70 NE	planos So	lutitas	1	
355	69 NE	planos So	lutitas	1	
2	59 SE	planos So	lutitas	1	
295	26 NE	planos So	lutitas	1	235
1	25 SE	planos So	lutitas	1	240
330	29 NE	planos So	lutitas	1	240
285	27 NE	planos So	lutitas	1	250
280	51 NE	planos So	lutitas	1	275
335	79 NE	planos So	lutitas	1	85
130	40 SW	planos So	lutitas	1	275
320	58 NE	planos So	lutitas	1	85
1	73 SE	planos So	lutitas	1	75
340	65 NE	planos So	lutitas	1	75
345	82 NE	planos So	lutitas	1	225
340	55 NE	planos So	lutitas	1	225
315	66 NE	planos So	lutitas	1	85
1	80 SE	planos So	lutitas	1	
320	53 NE	planos So	lutitas	1	
350	70 NE	planos So	lutitas	1	
170	75 SW	planos So	lutitas	1	320
315	48 NE	planos So	lutitas	1	310
135	16 SW	planos So	lutitas	1	305



350	78 NE	planos So	lutitas	1	315
235	56 NW	planos So	lutitas	1	320
330	55 NE	planos So	lutitas	1	320
340	69 SW	planos So	lutitas	1	325
330	65 NE	planos So	lutitas	1	295
280	51 NE	planos So	lutitas	1	
225	37 NW	planos So	lutitas	1	295
260	59 NW	planos So	lutitas	1	325
25	60 SE	planos So	lutitas	1	
10	56 SE	planos So	lutitas	1	
205	21 NW	planos So	lutitas	1	
130	32 SW	planos So	lutitas	1	275
110	58 SW	planos So	lutitas	1	215
5	49 SE	planos So	lutitas	1	250
330	34 NE	planos So	lutitas	1	245
140	35 SW	planos So	lutitas	1	275
330	60 NE	planos So	lutitas	1	305
250	47 NE	planos So	lutitas	1	70
310	54 NE	planos So	lutitas	1	50
290	32 NE	planos So	lutitas	1	45
355	44 NE	planos So	lutitas	1	240
30	43 SE	planos So	lutitas	1	
290	41 NE	planos So	lutitas	1	
315	51 NE	planos So	lutitas	1	
355	67 NE	planos So	lutitas	1	280
350	65 NE	planos So	lutitas	1	295
230	56 NW	planos So	lutitas	1	290
295	46 NE	planos So	lutitas	1	175
330	56 NE	planos So	lutitas	1	150
325	32 NE	planos So	lutitas	1	325
310	41 NE	planos So	lutitas	1	145
330	65 NE	planos So	lutitas	1	130
2	27 SE	planos So	lutitas	1	310
170	0 SW	planos So	lutitas	1	310
262	51 NW	planos So	lutitas	1	120
270	66 NE	planos So	lutitas	1	120
310	80 NE	planos So	lutitas	1	160
250	40 NW	planos So	lutitas	1	142
250	60 NW	planos So	lutitas	1	
245	56 NW	planos So	lutitas	1	
180	71 W	planos So	lutitas	1	
270	45 N	planos So	lutitas	1	315
205	60 NW	planos So	lutitas	1	290
330	50 NE	planos So	lutitas	1	248
285	64 NE	planos So	lutitas	1	300
273	55 NE	planos So	lutitas	1	160
280	69 NE	planos So	lutitas	1	170

140	48 SW	planos So	lutitas	1	305
330	30 NE	planos So	lutitas	1	130
130	43 SW	planos So	lutitas	1	15
110	32 SW	planos So	lutitas	1	315
15	28 SE	planos So	lutitas	1	315
160	41 SW	planos So	lutitas	1	110
110	55 SW	planos So	lutitas	1	310
180	55 W	planos So	lutitas	1	
340	66 NE	planos So	lutitas	1	
345	69 NE	planos So	lutitas	1	
280	40 NE	planos So	lutitas	1	142
350	78 NE	planos So	lutitas	1	110
350	70 NE	planos So	lutitas	1	110
355	78 NE	planos So	lutitas	1	110
340	47 NE	planos So	lutitas	1	105
358	32 NE	planos So	lutitas	1	90
160	55 SW	planos So	lutitas	1	102
350	88 NE	planos So	lutitas	1	110
340	62 NE	planos So	lutitas	1	95
120	65 SW	planos So	lutitas	1	
185	37 NW	planos So	lutitas	1	
175	76 SW	planos So	lutitas	1	
55	82 SE	planos So	lutitas	1	110
90	56 S	planos So	lutitas	1	110
45	39 SE	planos So	lutitas	1	110
350	75 NE	planos So	lutitas	1	140
62	58 SE	planos So	lutitas	1	
320	74 NE	planos So	lutitas	1	
280	69 NE	planos So	lutitas/mzt	1	
220	46 NW	planos So	lutitas	1	20
290	59 NE	planos So	lutitas	1	268
275	80 NE	planos So	lutitas	1	243
350	76 NE	planos So	lutitas	1	22
10	48 SE	planos So	lutitas	1	26
30	43 SE	planos So	lutitas	1	40
240	60 NW	planos So	lutitas/mzt	1	312
260	54 NW	planos So	lutitas/mzt	1	335
260	31 NW	planos So	lutitas	1	355
150	47 SW	planos So	lutitas	1	60
310	68 NE	planos So	lutitas	1	
335	56 NE	planos So	lutitas	1	
260	51 NW	planos So	lutitas	1	12
320	64 NE	planos So	lutitas	1	230
280	72 NE	planos So	lutitas	1	5
280	42 NE	planos So	lutitas	1	55
285	36 NE	planos So	lutitas	1	275
325	39 NE	planos So	lutitas	1	240

273	57 NE	planos So	lutitas	1	240
330	36 NE	planos So	lutitas	1	230
360	81 E	planos So	lutitas	1	250
280	39 NE	planos So	lutitas	1	50
335	79 NE	planos So	lutitas	1	230
337	70 NE	planos So	lutitas	1	
355	66 NE	planos So	lutitas	1	
360	62 E	planos So	lutitas	1	
355	24 NE	planos So	lutitas	1	
180	80 W	planos So	lutitas	1	
330	82 NE	planos So	lutitas	1	
160	30 SW	planos So	lutitas	1	



## les

Inclinación	Dato Estructural	Estratigrafía	Sistema
vetas de zona 1			
50 NE	VETA DE Ca/Qz	rhy dike/felsita (cto)	1
61 NW	VETA DE Qz	RHY,AND,LUT	1
71 NE	VETA DE Qz	RHY	1
62 NE	VETA DE Qz	lutita	1
61 NW	VETA DE Qz	rhy	1
65 NE	VETA BX DE Qz	lutita	1
57 NE	VETA BX DE Qz	lut/mzt/rhy diques (cto)	1
56 NE	VETA BX DE Qz	lut/mzt/rhy diques (cto)	1
57 NE	VETA DE Qz	rhy/lut (cto)	1
diques de la zona 1			
72 NE	DIQUE RHY	and/rhy (cto)	1
79 SW	DIQUE RHY	lutitas	1
65 NE	DIQUE RHY	lutitas	1
58 NE	DIQUE RHY	lutitas	1
57 SW	DIQUE RHY	and dique	1
53NE	DIQUE MZT	LUTITAS	1
vetas de las zona 2			
54 NW	VETA de Qz/Ca	felsita/pizarra	2
48 NW	VETA DE Qz	felsita/pizarra	2
68 NW	VETA DE Qz	felsita/pizarra	2
58 NW	VETA de Qz/Ca	felsita/pizarra	2
74 NE	VETA DE Qz	felsita/pizarra	2
74 SE	VETA DE Qz	felsita	2
78 NE	VETA DE Qz	felsita/mzt	2
69 SE	VETA DE Qz	felsita	2
57 SE	VETA de Qz/Ca	felsita	2
78 SE	VETA DE Qz	rhy/fel	2
79 NW	VETA DE Qz	rhy/and	2
63 NW	VETA DE Qz	rhy/and	2
73 SE	VETA DE Qz	and/mzt	2
diques de la zona 2			
46 NE	DIQUE RHY	lutitas	2
42 NE	DIQUE RHY	mzt y pizarras	2
52 NE	DIQUE RHY	pizarras	2

58 NE	DIQUE RHY	pizarras	2
66 NE	DIQUE RHY	andesitas	2
67 NE	DIQUE RHY	felsita	2
72 NE	DIQUE MZT	rhy toba	2
78 NE	DIQUE RHY	andesitas	2
55 NE	DIQUE MZT	lutitas	2
59 NE	DIQUE RHY	pizarras	2

vetas de la zona 3

62 NE	VETA DE Qz	rhy	3
77 NW	VETA DE Qz	rhy/lut	3
64 NW	VETA DE Qz	rhy/lut	3
65 NW	VETA DE Qz	rhy	3
72 NE	VETA de Qz/Ca	rhy/lut (cto)	3
56 NE	VETA DE Qz	mzt/lut (cto)	3
74 SE	VETA DE Qz	lutita	3
69 SE	VETA de Qz/Ca	lutita	3
63 SE	VETA DE Qz	lutita	3
64 NW	VETA DE Qz	lutita	3

diques de la zona 3

82 NE	dique rhy	mzn y lut	3
73NE	dique rhy	lut	3
54 NE	dique rhy	lut	3
75 SW	dique rhy	lut	3
63 SW	dique rhy	lut	3
52 NE	dique rhy	lut	3
71 SW	dique rhy	lut	3
85 SW	dique mzt	lut	3
78 NE	dique mzt	cgl y lut	3
64 NE	dique mzt	lut	3
70 SW	dique mzt	lut	3
75 SW	dique mzt	and y lut	3
15 SW	dique mzt	lut	3
4o SW	dique rhy	lut	3

planos So de la zona 3

39 NE	planos So	lutitas	3
50 NE	planos So	lutitas	3
67 NW	planos So	lutitas	3
45 NE	planos So	lutitas	3
36 SW	planos So	lutitas	3
34 SW	planos So	lutitas	3

47NE	planos So	lutitas	3
62 SW	planos So	lut	3
26 SE	planos So	lut	3
54 NE	planos So	lut	3
46 NE	planos So	lut	3
86 SW	planos So	lut	3
61 NE	planos So	lut	3

planos S0 de la zona 4a

71 SW	planos So	cgl	4a
50 SW	planos So	cgl	4a
60 SW	planos So	cgl	4a
53 SW	planos So	cgl	4a
52 SW	planos So	cgl	4a
36 S	planos So	cgl	4a
52 SW	planos So	cgl	4a
50 SW	planos So	cgl	4a
56 SW	planos So	cgl	4a

planos S0 de la zona 4b

80 SW	planos So	cgl	4b
79 NE	planos So	cgl	4b
70 SW	planos So	cgl	4b
53 SW	planos So	cgl	4b

vetas de la zona 4a

74 SE	VETA de Ca/Qz	conglomerdo	4a
82 NW	VETA de Qz/Ca	conglomerdo	4a
63 NW	VETA de Qz/Ca	conglomerdo	4a
69 SE	VETA de Qz/Ca	conglomerdo	4a
82 SE	VETA DE Qz	conglomerdo	4a
70 SE	VETA de Qz/Ca	conglomerdo	4a
60 NE	VETA de Qz/Ca	conglomerdo	4a
64 NE	VETA DE Qz	conglomerdo	4a
56 NE	VETA de Qz/Ca	conglomerdo	4a
74 SE	VETA DE Qz	conglomerdo	4a

vetas de la zona 4b

65 SE	VETA de Ca/Qz	conglomerdo	4b
70 NW	VETA de Qz/Ca	conglomerdo	4b
58 SE	VETA de Qz/Ca	conglomerdo	4b
70 SE	VETA DE Qz	conglomerdo	4b
58 NE	VETA de Qz/Ca	conglomerdo	4b
80 NW	VETA DE Qz	conglomerdo	4b

83 NW	VETA de Qz/Ca	conglomerdo	4b
80NW	VETA de Qz/Ca	conglomerdo	4b
79 NW	VETA DE Qz	conglomerdo	4b
75 SE	VETA DE Qz	conglomerdo	4b
78 NW	VETA de Qz/Ca	conglomerdo	4b



