



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**PALEOMAGNETISMO Y MINERAGRAFÍA DE LA MINA DEL
ENCINO, JALISCO**

TESIS

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

INGENIERO GEÓLOGO

PRESENTA:

VEGA CARRILLO, JOSÉ DE JESÚS

ASESOR: ALVA VALDIVIA, LUIS M.

Ciudad Universitaria, México, D.F

1990



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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



UNIVERSIDAD NACIONAL
AVENIDA DE
MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA
DIRECCION
60-1-049

33
2 e
c

SR. JOSE DE JESUS VEGA CARRILLO
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor Dr. Luis Manuel Alva Valdivia, y que aprobó esta Dirección, para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de ingeniero geólogo:

**PALEOMAGNETISMO Y MINERAGRAFIA DE LA MINA DEL
ENCINO, JALISCO**

- I INTRODUCCION
- II MARCO GEOLOGICO REGIONAL
- III PALEOMAGNETISMO
- IV MINERAGRAFIA
- V DISCUSION DE RESULTADOS
- VI CONCLUSIONES
BIBLIOGRAFIA
ILUSTRACIONES

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Coordinación de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

Asimismo le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

Atentamente
"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"
Ciudad Universitaria, a 8 de mayo de 1990
EL DIRECTOR

DANIEL RESENDIZ NUÑEZ

DRN'RJPYS'gtg
14

RESUMEN

La mina de El Encino se localiza al SE del Estado de Jalisco, cercana a la ciudad de Colima, Col.. Dentro de la provincia fisiográfica de la Sierra Madre del Sur.

Las rocas expuestas en los alrededores de la mina corresponden a aquellas de tipo vulcanoclástico y vulcanosedimentario, generadas dentro de un arco de islas de composición calcoalcalina, durante el Cretácico Inferior. Pequeños intervalos de calma dentro de este evento permitieron el desarrollo de cuencas someras, en las que se depositaron sedimentos de precipitación química.

Esta secuencia se vió intrusionada por cuerpos batolíticos que varían en composición de cuarzomonzoníticos a granodioríticos a dioríticos, los cuales se hallan representados en la zona de la mina por un tronco granodiorítico, que se piensa sea un apófisis del batolito de Pihuamo.

Existen cuatro cuerpos mineralizados en el distrito de El Encino, de los cuales, el cuerpo San Pascual y el cuerpo 1 están actualmente en explotación. La mineralización principal la constituyen magnetita y hematita, con una ley promedio de 60% de Fe total.

Entre las diversas hipótesis sobre la génesis de la mineralización, la más aceptada es que se haya debido a un fenómeno de metasomatismo de contacto, provocado por las intrusiones del Cenozoico Inferior.

El análisis paleomagnético de las propiedades petrofísicas de las muestras estudiadas, nos sirven para caracterizar a las rocas de manera general. Las mediciones de magnetización remanente muestran direcciones normales, concordando con las del Cretácico Inferior. Las principales temperaturas de desbloqueo se localizan entre 350°C y 580°C, lo cual corresponde a la de las titanomagnetitas; con coercitividades debajo de 100 mT. La variación en la intensidad y susceptibilidad dentro de los diferentes sitios es debida esencialmente a cambios en el contenido de minerales magnéticos, seguido en importancia portamaño, forma, composición y pureza de los granos magnéticos de la mena.

El principal mineral es magnetita con poco titanio, la cual se encuentra intercrecida con hematita e ilmenita, principalmente; pudiendo observarse texturas características de óxidos. La secuencia se ve afectada por un hidrotermalismo posterior a la mineralización, el cual en parte afecta la composición de las rocas encajonantes.

CAPITULO I. INTRODUCCION.

I.1. LOCALIZACION Y VIAS DE ACCESO.

El distrito minero de El Encino se localiza al sureste del Estado de Jalisco, aproximadamente a 18 km al sur del poblado de Pihuamo, y se tiene acceso a él por carretera. El acceso se puede realizar siguiendo la carretera no.54, que va de Guadalajara hacia Tecalitlán, para seguir de ahí hacia Pihuamo, continuando hacia el sur hasta la desviación que va hacia la mina, identificándose esta porque por ahí pasa el funicular aéreo que transporta el mineral. A partir de la desviación se recorren 2 km hasta llegar a las instalaciones de la mina (Fig. 1).

I.2. OBJETIVO.

El presente trabajo está dirigido al análisis de datos paleomagnéticos, minerográficos y petrofísicos, aplicados al estudio del yacimiento de El Encino. Con esto, se pretende que puedan estos ser utilizados como una herramienta auxiliar en la exploración minera de la zona, así como en futuras investigaciones que sobre esta área se realicen.

De la misma manera, se trata de establecer una relación entre los estudios paleomagnético y minerográfico para el análisis de los procesos que han acontecido en este yacimiento mineral, con especial énfasis en la identificación de las series de óxidos de Fe-Ti que actuaron en la formación del yacimiento.

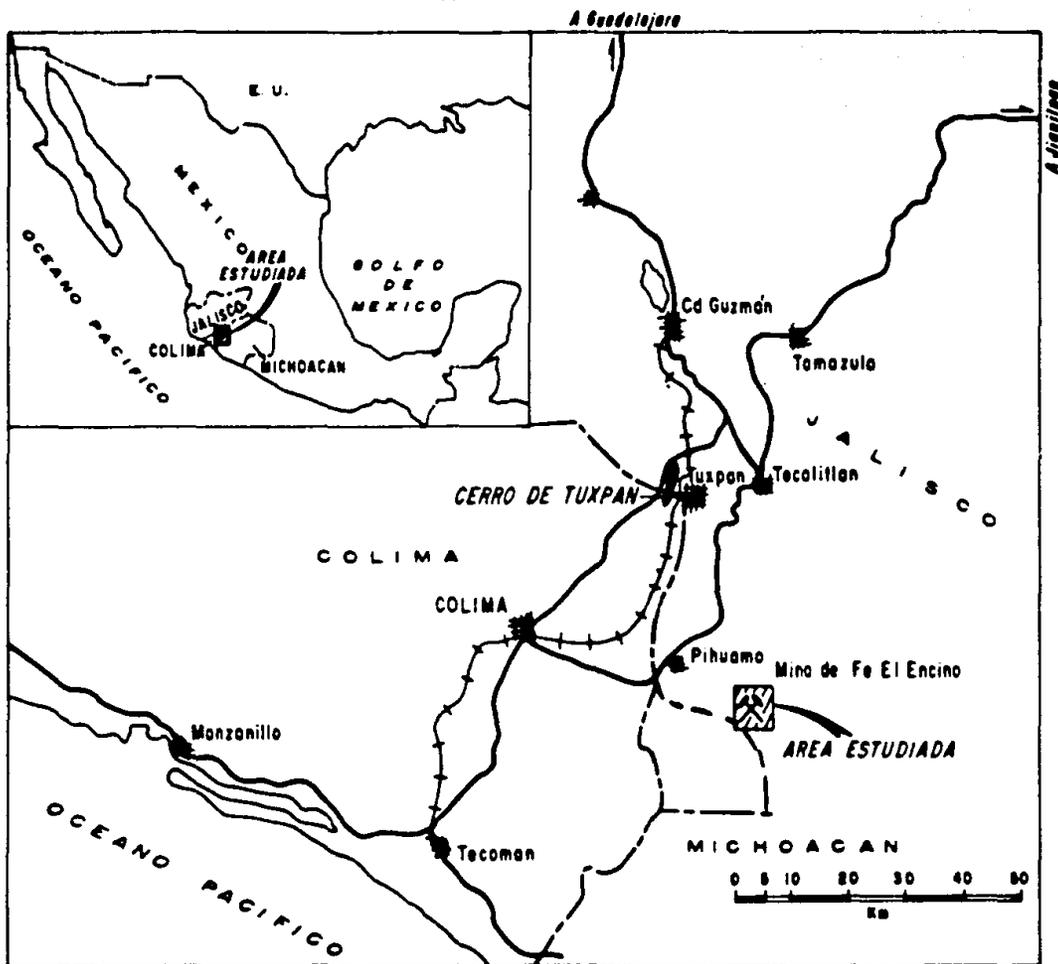


fig.1. Plano de localización (tomado de Pantoja-Alor y Estrada-Barraza, 1986).

CAPITULO II. MARCO GEOLOGICO REGIONAL.

II.1. FISIOGRAFIA.

El distrito minero de El Encino está comprendido dentro de la provincia fisiográfica de la Sierra Madre del Sur, de acuerdo a la clasificación de provincias fisiográficas hecha por el INEGI. Esta abarca desde Nayarit hasta Oaxaca, comprendiendo además las zonas contiguas del noroccidente de Guerrero, Michoacán y el Estado de México (Fig. 2). Esta región se caracteriza por presentar una alta complejidad estructural, presentando varios dominios tectónicos yuxtapuestos.

Dentro de la clasificación de terrenos tectonoestratigráficos hecha por Campa y Coney (1983), la región estudiada queda comprendida dentro del terreno Guerrero, caracterizándose este por la presencia de secuencias andesíticas submarinas intercaladas con calizas, lutitas y areniscas con edades que varían del Jurásico al Cretácico Medio. Estas rocas son intrusionadas por complejos batolíticos que varían en composición de granitos, dioritas y granodioritas, teniendo edades del Cretácico Tardío al Terciario Tardío.

MARCO FISIOGRAFICO DE LA REPUBLICA MEXICANA



Fig.2. Provincias fisiográficas de la República Mexicana
(tomado de Morán-Zenteno, 1986).

II.2. ESTRATIGRAFIA.

Las rocas expuestas en el área de la mina de El Encino, han sido divididas en las formaciones Tecalitlán, Encino y Vallecitos, existiendo además rocas intrusivas y depósitos cuaternarios (Fig. 3).

FORMACION TECALITLAN.

Con este nombre se designa a las rocas volcánicas continentales que afloran al oeste de la mina de El Encino (Pantoja-Alor y Estrada-Barraza, 1986). La edad de esta Formación en el área de la mina ha sido motivo de controversia; sin embargo, con base en la edad de los fósiles de la Formación Encino que le sobreyace (Buitrón et al, 1986; Pantoja-Alor y Estrada-Barraza, 1986), y a la correlación estratigráfica con la parte superior de la Formación San Lucas, de la región de Huetamo, a la Formación Tecalitlán se le asigna una edad Neocomiana. En la zona de la mina, las rocas de esta Formación constituyen las rocas basales sobre las que descansa la secuencia volcanoclástica y calcárea del Albiano. El volcanismo que dió origen a esta Formación se enmarca dentro de un área positiva o de abultamiento de un arco magmático insular desarrollado en el Cretácico Temprano, el cual tiene una composición calcoalcalina (Pantoja-Alor y Estrada-Barraza, 1986).

Esta Formación puede dividirse en dos miembros, los cuales se encuentran en contacto por discordancia erosional. Así, podemos hablar de un miembro inferior, que consiste de un conglomerado constituido de guijas y guijarros, los que tienen una composición que varía entre riolítica y andesítica. El miembro superior está compuesto de riolitas porfídicas, derrames andesíticos y dacíticos, tobas y piroclásticos de composición riolítica. El análisis petrográfico de una muestra de este miembro nos dió como resultado una andesita de textura microlítica, formada de andesina-oligoclasa, apreciándose algunos ferromagnesianos (anfíboles?), que presentan una cloritización avanzada, apareciendo magnetita euhedral a subhedral, existiendo además algunas microvetillas rellenas de calcita, indicando la acción de un evento hidrotermal.

FORMACION ENCINO.

Este nombre es introducido por Pantoja-Alor y Estrada-Barraza (1986) para designar una serie de rocas volcanoclsáticas marinas, que consisten de conglomerados y tobas gris verdosas, con intercalaciones a manera de lentes de caliza. La Formación Encino se divide en dos unidades. La localidad tipo de esta Formación se encuentra en la barranca del arroyo de La Navidad, en los fundos de la compañía minera Las Encinas, S.A., propietaria de la mina de El Encino. Esta Formación se depositó en un ambiente marino de aguas someras, al mismo tiempo que se desarrollaba en la zona un volcanismo explosivo con algunos periodos de tranquilidad, que permitieron la formación de arrecifes.

Esta Formación tiene una edad Aptiano Superior. Dicha edad fue determinada usando los siguientes fósiles: *Cassiope* sp., *Nerinea* sp., *Radiolites* sp., y *Orbitolina* sp. (Alencaster et al, 1986; Pantoja-Alor y Estrada-Barraza, 1986). El miembro inferior consiste en una secuencia de rocas volcanoclsáticas y sedimentarias marinas. En su sección tipo, esta unidad tiene más de 200m de espesor. La secuencia volcanoclsática consiste de conglomerados de fragmentos volcánicos en matriz tobácea. El análisis petrográfico de una muestra de la secuencia volcanoclsática dió como resultado una toba de textura esferulítica, constituida de vidrio volcánico, con algunos microlitos formados por andesina-labradorita, cuarzo microcristalino, calcita y clorita, con algunos pequeños cristales de magnetita subhedral y piritita. Las rocas sedimentarias corresponden a calizas arrecifales de color gris claro y grano fino (mudstone), que forma estratos que varían entre 10 y 50cm de espesor. El miembro superior consiste en una secuencia de tobas, con intercalaciones de lentes de calizas y un conglomerado calcáreo. Esta secuencia descansa concordantemente sobre el miembro inferior. En su localidad tipo, esta presenta un espesor aproximado de 150m, y descansa concordantemente sobre los volcanoclsáticos del miembro inferior. Este conjunto tiene una estratificación de mediana a delgada, con un color predominantemente gris claro. Los lentes de caliza contienen abundantes rudistas y ostreas.

FORMACION VALLECITOS.

Pantoja-Alor y Estrada-Barraza (1986) proponen el nombre de Formación Vallecitos para una secuencia de más de 350m de derrames, tobas ignimbríticas, calizas arrecifales y rocas volcanoclásticas de ambiente marino, que afloran en la parte superior y al este de la mina de El Encino, localizándose su localidad tipo en la ranchería de Vallecitos. Estos autores dividen a esta Formación en un miembro inferior tobáceo y un miembro superior calcáreo. El miembro inferior tobáceo se caracteriza por presentar rocas volcánicas y volcanoclásticas con un espesor de 170m (Pantoja-Alor y Estrada-Barraza, 1986), y sobreyace discordantemente a la Formación Encino. Este consiste de tobas de color verde claro, derrames tobáceos de composición riolítica, derrames dacíticos y andesíticos, y conglomerados de clastos volcánicos. Una roca de este miembro observada al microscopio resultó ser una toba porfídica, estando los pórfidos constituidos de oligoclasa-andesina, en una matriz microlítica formada por los mismos minerales, así como cuarzo, sericita y clorita. Los derrames piroclásticos dacíticos y andesíticos se intercalan en varias partes de la sección, presentando algunos de ellos estructuras almohadilladas (pillow lavas), que indican una depositación submarina. El miembro superior calcáreo consiste en varios paquetes de caliza arrecifal de grano grueso (calcarenita) a fino (calcilutita), de color gris claro, con abundantes moluscos, principalmente *Coalcomana ramosa*, *Chondrodonta* sp. y *Toucasia* sp. (Alencaster et al, 1986; Pantoja-Alor y Estrada-Barraza, 1986). En algunos lugares esta caliza se observa dolomitizada, mostrando un aspecto sacaroide y color café amarillento, formando capas gruesas a masivas. Sus mejores afloramientos se encuentran en un talud cercano al pueblo de Vallecitos, donde tiene un espesor de 40 a 50m. La presencia de *Coalcomana ramosa* le confiere una edad del Albiano Temprano (Alencaster et al, 1986).

ROCAS INTRUSIVAS.

En la zona de estudio, estas forman pequeños troncos, diques y diquestratos que varían en composición de ácida a intermedia, incluyendo cuarzomonzonitas, cuarzodioritas y granodioritas; estas se encuentran cortando a la secuencia del Albiano Temprano.

El único cuerpo intrusivo que por sus dimensiones pudo ser cartografiado se encuentra en la parte septentrional del área, inmediatamente al norte del cuerpo No.1. Este forma un tronco de unos 2 km de diámetro, y se le considera un apósis del Batolito de Pihuamo expuesto más al norte. Este cuerpo presenta un color blanco rosáceo, textura equigranular con fenocristales de feldespato, poco cuarzo y ferromagnesianos. Estudiada al microscopio, esta roca resultó ser una cuarzomonzonita. Probablemente de este mismo tronco, Carrión (en Pantoja-Alor, 1983) colectó una muestra a la que le hizo un estudio de geocronometría, dándole como resultado una edad de 66 m.a. para el emplazamiento de este cuerpo.

DEPOSITOS CUATERNARIOS.

Sobre las unidades cretácicas descansa una delgada cubierta de suelo y material aluvial. Dentro del área de la mina, este consiste de material de acarreo depositado por corrientes fluviales, además de los terreros formados por el material clástico que resultó del descapote del Tajo San Pascual, al material producto del deslizamiento de la parte superior del cantil, y al suelo residual.

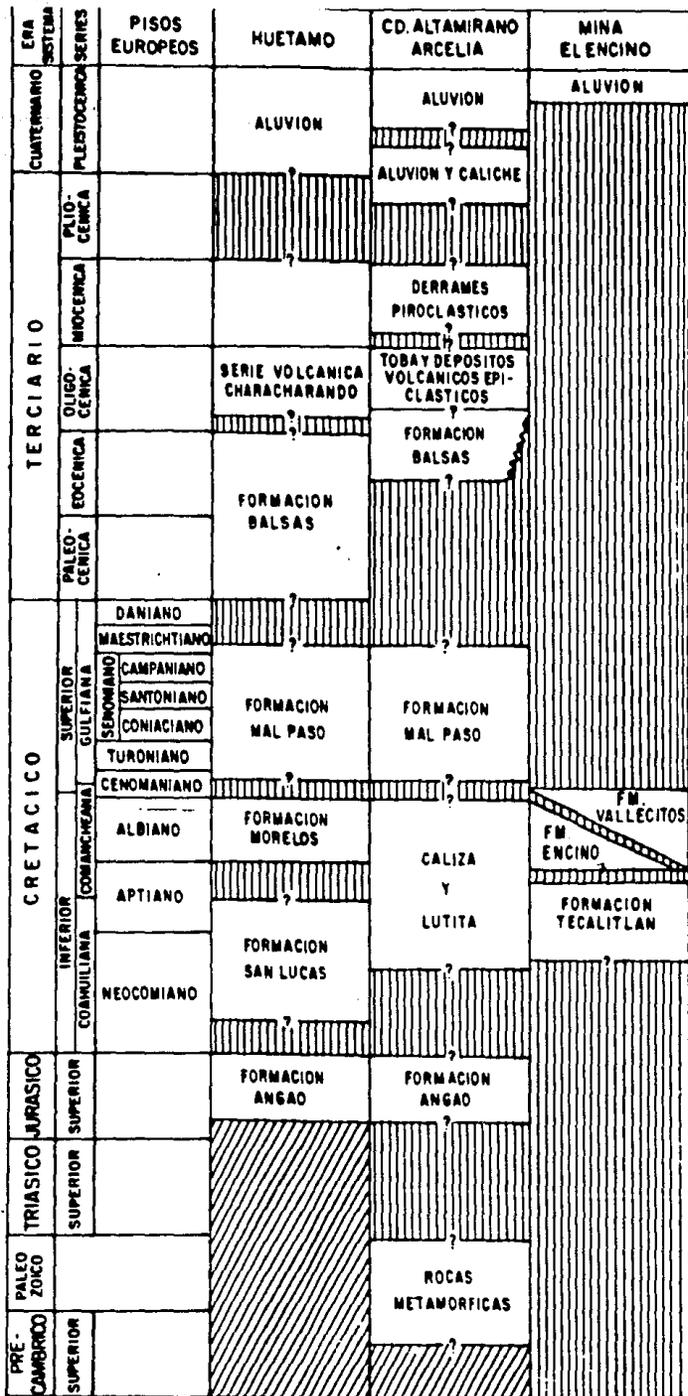


fig.3. Columna estratigráfica en la mina de El Encino, Jal. (tomada de Pantoja-Alor y Estrada-Barraza, 1986).

II.3. TECTONICA.

La margen continental del sur de México se caracteriza por presentar una serie de batolitos de edad Cretácica Tardía- Terciaria Temprana, además de rocas volcánicas, las cuales se encuentran expuestas en un terreno complejo, sedimentario y metamórfico (Fig. 4). Existen indicaciones de que la margen ha experimentado una evolución compleja, comprendiendo subducción de placa, acreción de terrenos a la margen continental, y fallamiento transforme lateral. Espacialmente relacionados con estos cuerpos igneos, se tienen una serie de yacimientos de Fe, los cuales se alinean paralelos a la margen continental (e.g. Sillitoe, 1972a). Los yacimientos de importancia económica en la zona incluyen a Las Truchas-Lázaro Cárdenas, Peña Colorada, Aquila y El Encino.

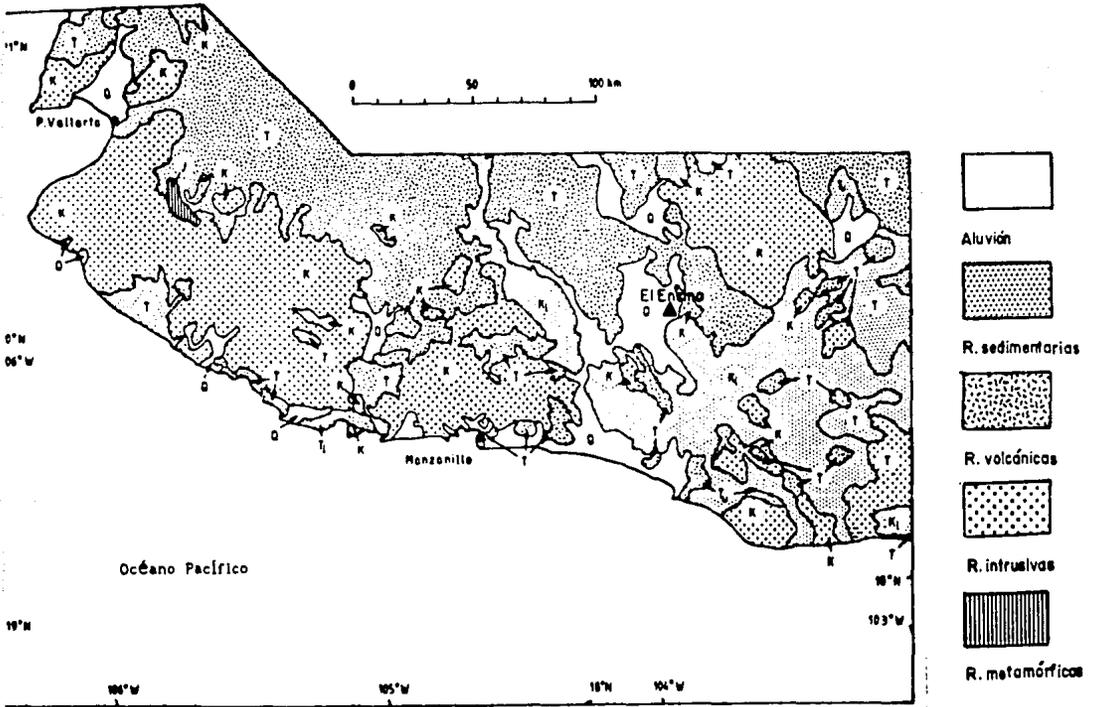
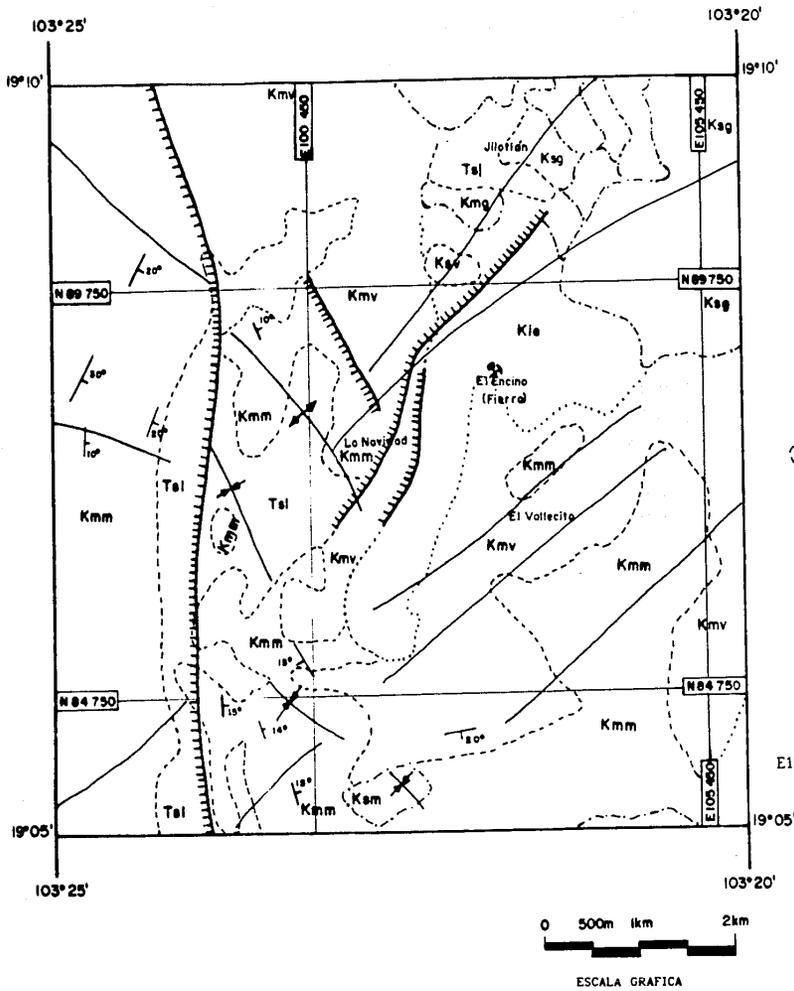


Fig. 4. Margen continental del sur de México en el área de estudio.

Datos isotópicos, geoquímicos y petrográficos de los cuerpos intrusivos a lo largo de la magen continental, sugieren un ambiente de arco magmático para su formación. Los granitos tienen un carácter calcoalcalino, y contienen biotita y hornblenda, más magnetita y titanomagnetita, y corresponden a los granitos del tipo I de Chappel y White (1974), y a la serie de la magnetita de Ishihara (1977) y Takahashi et al (1980).

La región donde se localiza la mina de El Encino, se interpreta como parte de este antiguo arco volcánico insular calcoalcalino, el cual se desarrolló a finales del Jurásico Tardío y durante el Cretácico Temprano. Este arco se caracterizó por presentar un volcanismo principalmente submarino, de composición andesítica-dacítica. La etapa final de este ocurrió a principios del Cretácico Tardío (Pantoja-Alor, 1983). Este arco resultó de la convergencia entre las placas Farallón y Norteamericana.

Los efectos de esta tectónica se reflejan en el área de estudio. Así, las fallas y fracturas presentes en la zona, como son la Falla San Pascual, Falla de la Nariz y Falla Maestra, demuestran lo anterior. La Orogenia Laramide fue la causante de que las estructuras sinclinales y anticlinales obtuvieran una orientación dominante NNW-SSE (Mapa geológico-estructural y Fig. 5).



LEYENDA

- Tsl Triásico Superior lahar
- Ksg. Cretácico Superior granodiorita
- Ksm Cretácico Superior monzonita
- Kmm Cretácico Medio Morelos
- Kmv Cretácico Medio Vallecitos
- Kie Cretácico Inferior Encino

- Contacto concordante
- Contacto discordante
- Falla normal
- Fractura
- Rumbo y echado
- Anticlinal
- Sinclinal
- E105450 Control topográfico

Fig.5. Geología de los alrededores de la mina de El Encino.

II.4. MINERALIZACION.

II.4.1. Depósitos de Fierro en la Cuenca del Pacífico..

En opinión de Park (1972), los depósitos de Fe de la Cuenca del Pacífico pueden dividirse en tres categorías, de acuerdo a su origen:

1. De segregación magmática en rocas ultramáficas. En estos depósitos, las rocas que los encajonan presentan una composición entre peridotita y piroxenita. La magnetita se presenta como mineral accesorio, en forma de lentes.

2. Depósitos sedimentarios. Estos se localizan principalmente en terrenos precámbricos, en rocas pertenecientes a escudos. Dentro de estos se encuentran las llamadas formaciones de fierro bandeado.

3. Depósitos de magnetita-hematita. Estos incluyen aquellos descritos por algunos geólogos como de metamorfismo de contacto o pirometasomáticos; por otros como de reemplazamiento, y aún por algunos otros como de segregación magmática e inyección, acompañados por abundantes volátiles y probablemente fluidos acuosos.

Dentro de estos tres tipos de depósitos, el tercero es el más interesante desde el punto de vista tanto económico como genético. Estos depósitos están caracterizados por ser depósitos principalmente cuerpos cortantes irregulares de magnetita que están superficialmente oxidados a hematita. La magnetita-hematita parece haberse formado sin dependencia del tipo de roca huésped.

Los geólogos que han descrito estos depósitos piensan que la mena se originó a profundidad, fue transportada como fluidos hidrotermales altamente móviles o magmas a lo largo de zonas afalladas permeables u otras estructuras, y han reemplazado a las rocas o las han intrusionado. En adición a la magnetita y hematita, algunos depósitos contienen (irregularmente distribuidos) granos y nódulos de pirita, calcopirita, y otros sulfuros. El apatito puede generalmente ser reconocido, y cantidades menores de Ti pueden ser comunes. Como minerales de skarn se tienen: anfíbol, piroxeno (hedenbergita, diopsida), cuarzo, biotita, grosularita y andradita, epidota, escapolita y clorita; presentándose la posibilidad de efectos posteriores de tipo hidrotermal.

II.4.2. Provincias Metálicas del Oeste de América.

En los cinturones orogénicos del Oeste de América, las provincias metálicas están aproximadamente alineadas en forma paralela a la margen continental.

El patrón general de estas provincias metálicas presenta la siguiente secuencia, de oeste a este (Fig. 6) : Fe, Cu, (con o sin Au y Mo), Pb, Zn, y Ag, y en algunas regiones Sn o Mn (Sillitoe, 1972a).

Una de las hipótesis que se han propuesto para explicar el origen de las provincias metálicas del Oeste de Norte y Sudamérica están relacionadas a zonas de subducción, las cuales estuvieron activas durante el Mesozoico temprano y el Cenozoico medio.

Los metales contenidos en los depósitos minerales fueron derivados del manto, asociados con magmatismo básico. Los metales fueron acarreados hacia la margen continental como componentes de corteza oceánica basáltico-gabróica. Estos fueron liberados de la corteza oceánica subyacente y los sedimentos pelágicos durante la fusión parcial, e incorporados en cuerpos ascendentes de magma calcoalcalino.

Los metales alcanzaron altos niveles corticales como componentes de los magmas, para ser finalmente concentrados en fases fluidas, asociados con las zonas corticales de cuerpos intrusivos y con rocas extrusivas comagmáticas.

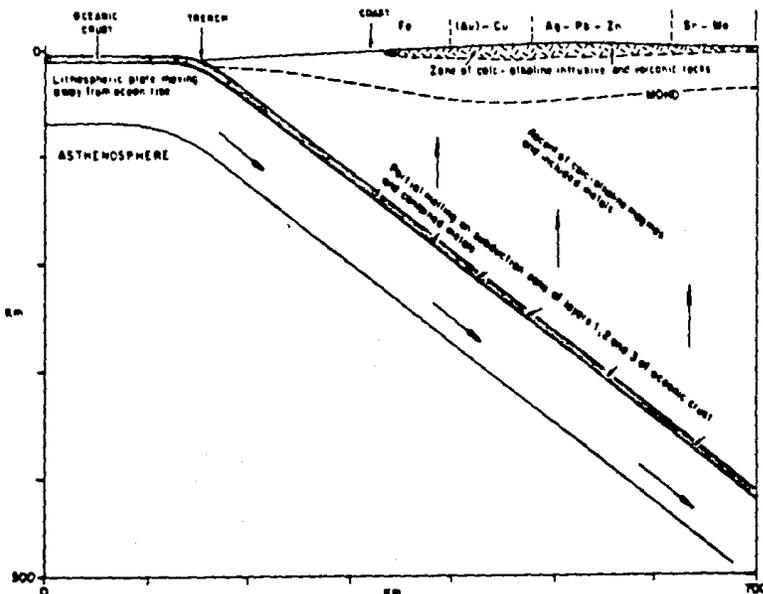


Fig.6. Provincias metálicas del oeste de Norte y Sudamérica (Tomado de

La movilización parcial de Fe puede ser particularmente efectiva a lo largo de las margenes continentales deformadas, donde las rocas intrusivas y sus fluidos móviles acompañantes desarrollan su camino a la superficie, a través de materiales ricos en Fe.

II.4.3. Mineralización de Fe en la Sierra Madre del Sur.

Existe en México un cinturón mineralizado, situado a lo largo del margen continental, en la Sierra Madre del Sur, donde se localizan numerosos yacimientos de Fe, constituyendo la región con mayores reservas del país (Fig.7). El origen de estos yacimientos es atribuido a procesos de metasomatismo de contacto, que tuvieron lugar por efecto de intrusiones ácidas a intermedias del Cenozoico inferior (Morán-Zenteno; 1986). Entre los yacimientos más importantes se encuentran: Peña Colorada, El Encino, Las Truchas, El Violín, El Tibor, Los Pozos, Aquila, etc (e.g. Fig.7).

II.4.4. El Distrito Minero de El Encino.

En el distrito minero de El Encino, existen 4 cuerpos mineralizados, que se presentan alineados con una orientación NE-SW. Dichos cuerpos son llamados localmente Cuerpo 1, Cuerpo 2, Cuerpo 3 y San Pascual (mapa geológico-estructural). Los cuerpos 2 y 3 están totalmente explotados, el cuerpo San Pascual está en las etapas finales de su explotación, y el cuerpo 1 está en la fase de ser minado. El área mineralizada donde ocurren los cuerpos corresponde a un levantamiento dómico.

La mineralización consiste principalmente de magnetita (entre 65% y 90%) y hematita, con una ley media de 60% de Fe total. En menores proporciones se tiene pirita, calcopirita y minerales de alteración.

La hipótesis para la formación de este yacimiento es que se haya formado por un fenómeno de metasomatismo de contacto, que resultó de la intrusión de los cuerpos ácidos a intermedios que poseían fluidos ricos en fierro.

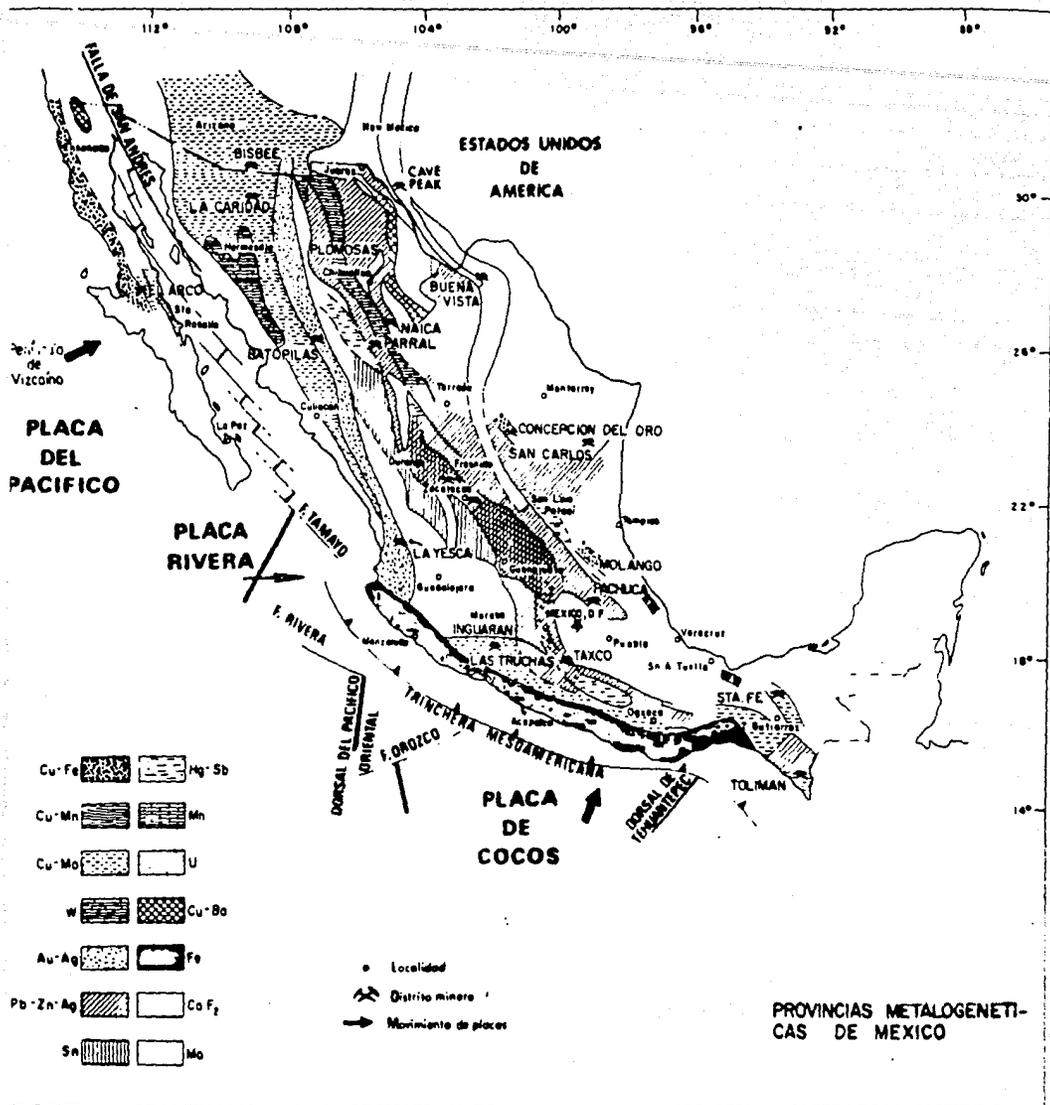


fig.7. Provincias metalogenéticas de México (tomado de Damon et al, 1981).

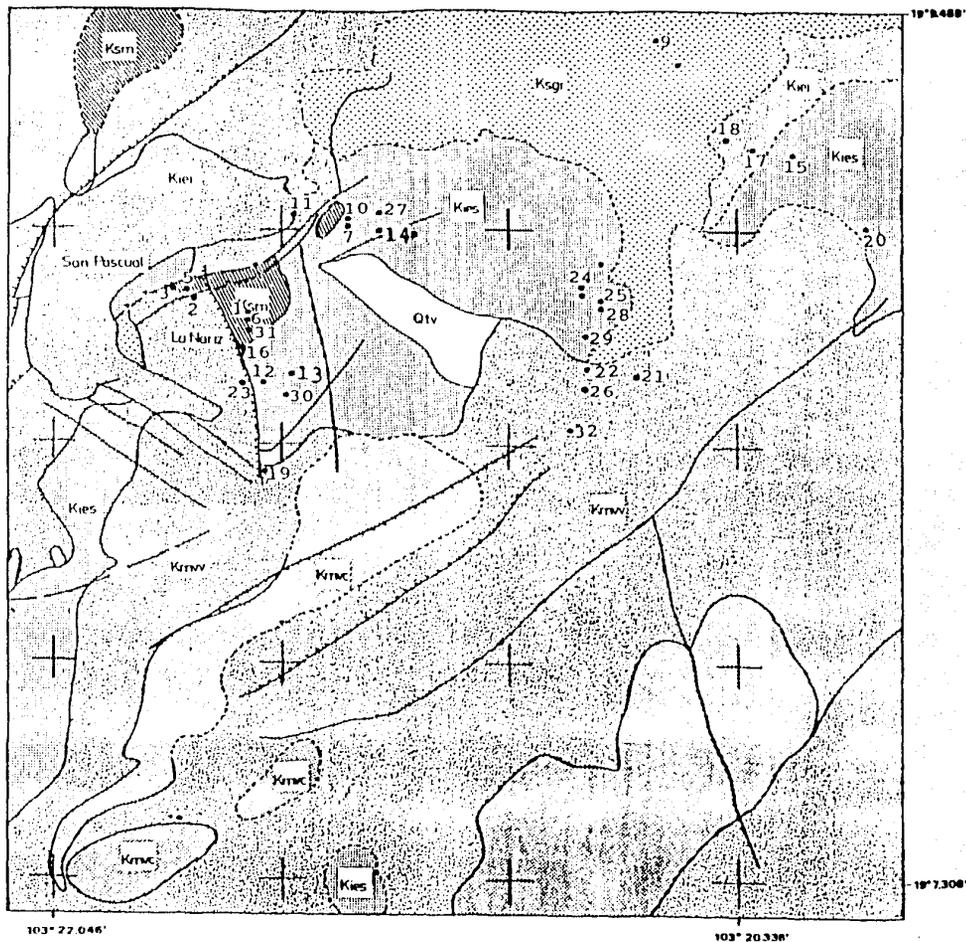
CAPITULO III. PALEOMAGNETISMO.

III.1. Introducción.

El Paleomagnetismo es una herramienta útil en el trabajo geológico. Este aporta datos sobre las magnetizaciones remanente e inducida en las rocas, lo cual puede ayudar a distinguir o caracterizar estas, determinar sus relaciones estructurales con respecto a otras unidades, interpretar sus historias geológicas e inferir su latitud de formación. Los parámetros magnéticos pueden ser usados para identificar y mapear varios procesos geológicos primarios y secundarios (Park, J.K., 1983). En vista de la utilidad de los métodos paleomagnéticos, los geólogos y los paleomagnetólogos deberían trabajar más estrechamente en proyectos de investigación conjuntos.

Para llevar a cabo el estudio paleomagnético de la mina de El Encino, se analizaron un total de 32 sitios, con diferente número de núcleos por cada sitio, de tal forma de abarcar las diferentes unidades litológicas y depósitos minerales dentro del área de estudio (Fig. 8 y Tabla 1). El muestreo se realizó con una perforadora portátil con motor de combustión interna, la cual utiliza barrenas no magnéticas con coronas impregnadas de diamante. Este tipo de perforadora permite obtener núcleos cilindricos de 2.5 cm de diámetro. Las muestras se orientaron in situ, con ayuda de una brújula magnética.

La dirección e intensidad de la magnetización remanente natural (MRN) fueron medidas con un magnetómetro de giro marca Molspin. La desmagnetización se llevó a cabo por las técnicas térmica o de campos alternos (AF). La desmagnetización térmica se realizó en 8 a 10 etapas, desde la temperatura ambiente hasta los 600⁰C. La desmagnetización AF se realizó en 8 a 11 etapas, hasta las 100 mT. Estas desmagnetizaciones fueron hechas con el fin de remover las componentes secundarias, de tal manera de obtener un registro más preciso de la magnetización primaria.



LEYENDA

- Qlv Cuaternario aluvión
- Ksgr Cretácico Superior granodiorita
- Ksm Cretácico Superior monzonita
- Kmvc Cretácico Medio Vallecillos calcáreo
- Kmv Cretácico Medio Vallecillos volc.
- Kies Cretácico Inferior Encino superior
- Kiei Cretácico Inferior Encino inferior
- Contacto concordante
- ⊖ Contacto discordante
- /// Falla normal
- Fractura
- Sitio de muestreo

Fig.8. Plano de localización de los diferentes sitios muestreados

TABLA 1. Sitios paleomagnéticos y minerográficos del distrito minero de El Encino, Jalisco.

Sitio	Coordenadas		Tipo de roca	Edad y comentarios
	Lat. N	Long. W		
1	19.14	103.36	Síenita	Maestrichtiano
2	19.14	103.36	Mena de Fe	Maestrichtiano
3	19.14	103.36	Mena de Fe	Maestrichtiano
4	19.14	103.35	Síenita de Fe	Maestrichtiano
5	19.14	103.35	Mena de Fe	Maestrichtiano
6	19.14	103.36	Mena de Fe	Maestrichtiano
7	19.14	103.36	Mena de Fe	Maestrichtiano
8	19.15	103.34	Granodiorita	Maestrichtiano
9	19.15	103.34	Granodiorita	Maestrichtiano
10	19.14	103.36	Andesita	Senoniano
11	19.14	103.36	Andesita	Senoniano
12	19.14	103.36	Andesita	Senoniano
13	19.14	103.36	Toba	Cenomaniano
14	19.14	103.35	Toba andesítica	Aptiano Formación Encino
15	19.14	103.34	Andesita	Aptiano Formación Encino
16	19.14	103.36	Toba	Albiano Formación Vallecitos
17	19.14	103.34	Mena de Fe	Aptiano Formación Encino
18	19.15	103.34	Andesita	Aptiano Formación Encino
19	19.13	103.35	Toba	Albiano Formación Vallecitos
20	19.14	103.33	Toba	Albiano Formación Vallecitos
21	19.12	103.36	Toba	Albiano Formación Vallecitos
22	19.14	103.35	Toba	Albiano Formación Vallecitos
23	19.14	103.36	Andesita	Albiano Formación Vallecitos
24	19.14	103.35	Arenisca	Aptiano Formación Encino
25	19.14	103.35	Arenisca	Aptiano Formación Encino
26	19.14	103.35	Arenisca	Aptiano Formación Encino
27	19.14	103.35	Arenisca	Aptiano Formación Encino
28	19.14	103.35	Arenisca calcárea	Aptiano Formación Encino
29	19.14	103.35	Arenisca	Aptiano Formación Encino
30	19.13	103.36	Arenisca	Aptiano Formación Encino
31	19.14	103.35	Caliza	Aptiano Formación Encino
32	19.13	103.35	Toba lítica	Albiano Formación Vallecitos

Nota: Las edades geológicas están basadas en Pantoja-Alor (1983).

III.2. Suposiciones básicas del Paleomagnetismo.

1. De algunos experimentos que se han realizado, se ha visto que las rocas adquieren una magnetización inicial, primaria, poco después de su formación, la cual usualmente está alineada a lo largo del campo terrestre. La magnetización puede ser inestable debido a factores físicos (presión, temperatura) o procesos químicos, y puede también ser eliminada o modificada con el tiempo. Si esta subsiste, puede coexistir con magnetizaciones posteriores, secundarias, que pueden llegar a dificultar su identificación. Como las primarias, las magnetizaciones secundarias también reflejan la dirección del campo existente, pero no pueden tomarse como datos fieles sobre la formación de la roca, puesto que pudo haber transcurrido un tiempo considerable para la adquisición de estas (Tarling, D.H., 1983).

2. El campo paleomagnético es producido por un dipolo geocéntrico axial (GAD), donde el polo paleomagnético calculado coincide con el eje paleogeográfico (Fig. 9). La configuración actual del campo terrestre está modelada por un dipolo geocéntrico, inclinado 11.5° del eje geográfico. La componente que queda después de la sustracción del campo dipolar del campo medido es llamada el campo no dipolar. Las variaciones temporales en los campos dipolar y no dipolar constituyen la variación secular (McElhinny, M.W., 1973).

III.3. Principios básicos del Paleomagnetismo.

Magnetización remanente natural (MRN).

Todas las magnetizaciones remanentes son llamadas magnetización remanente natural (MRN); esto es: la suma de todas las componentes de remanencia del espécimen, adquiridas por procesos naturales.

La MRN es descrita por los parámetros básicos de dirección e intensidad. Los elementos direccionales incluyen la declinación o azimut con respecto al norte real, y la inclinación o echado desde la horizontal. Si la inclinación magnética está dirigida hacia abajo de la horizontal (positiva), la magnetización es normal o tiene polaridad normal. El polo paleomagnético es calculado de la dirección, sin considerar la polaridad y las coordenadas geográficas.

Debido a que los polos paleomagnético y paleogeográfico esencialmente coinciden, la latitud antigua (paleolatitud) puede determinarse midiendo la distancia angular entre el sitio y el polo paleomagnético.

Susceptibilidad magnética (k).

Es la medida de la capacidad de una roca para adquirir una magnetización temporal en un campo magnético. La adquisición de magnetización en el campo terrestre actual contribuye a las anomalías de los mapas aeromagnéticos. Por lo general, k depende del tipo de mineral magnético presente, su cantidad y distribución del tamaño de granos que forme. Cuando la magnetita está presente, ésta usualmente domina la susceptibilidad.

Combinación de MRN y k .

Una combinación de MRN y k puede ser usada para investigar procesos genéticos y distribuciones del tamaño de grano. Esto puede hacerse a partir del coeficiente de Koenisberger (Q), con parámetros de remanencia o susceptibilidad.

Q es el coeficiente de las intensidades de la MRN y el magnetismo inducido ($J_i = k\vec{H}$), en el campo actual.

Dependiendo del coeficiente de Könisberger de las rocas, los cambios en la susceptibilidad inicial o el magnetismo remanente pueden ser la causa de cambios en un patrón de anomalías.

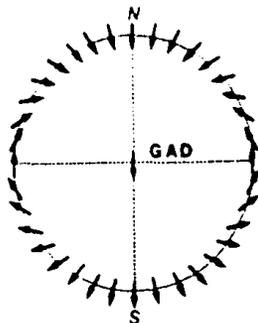


Fig.9. Dipolo geocéntrico axial.

III.4. Método de trabajo.

En el laboratorio de Paleomagnetismo, después de cortar los núcleos cilíndricos en especímenes de 2.5 cm de largo, se procedió a introducirlos en un magnetómetro de giro, de tal manera de medir el vector paleomagnético del espécimen; así, se obtuvo la declinación, inclinación e intensidad de la línea que se inscribe en el cilindro. El magnetómetro es conectado a una computadora para acelerar el proceso de medición.

Cuando se realiza un estudio paleomagnético, es importante reconocer los minerales que son portadores de la MRN de las rocas, ya que esto nos ayudará a definir si dicha magnetización es contemporánea con la formación de las rocas (primaria), o si esta fue adquirida durante su evolución geológica posterior (secundaria).

Las mediciones de dirección e intensidad de la MRN en la mina de El Encino fueron hechas con un magnetómetro de giro marca Molspin. La estabilidad magnética y composición vectorial de la MRN fueron investigadas a detalle por medio de desmagnetización térmica o de campos alternos (AF). La desmagnetización térmica se realizó en 8 a 10 etapas, desde la temperatura ambiente hasta los 600°C. La desmagnetización AF se llevó a cabo en 8 a 11 etapas, hasta las 100 mT.

Existe una variación logarítmica entre la intensidad remanente y la susceptibilidad (Fig. 10 y Tabla 2).

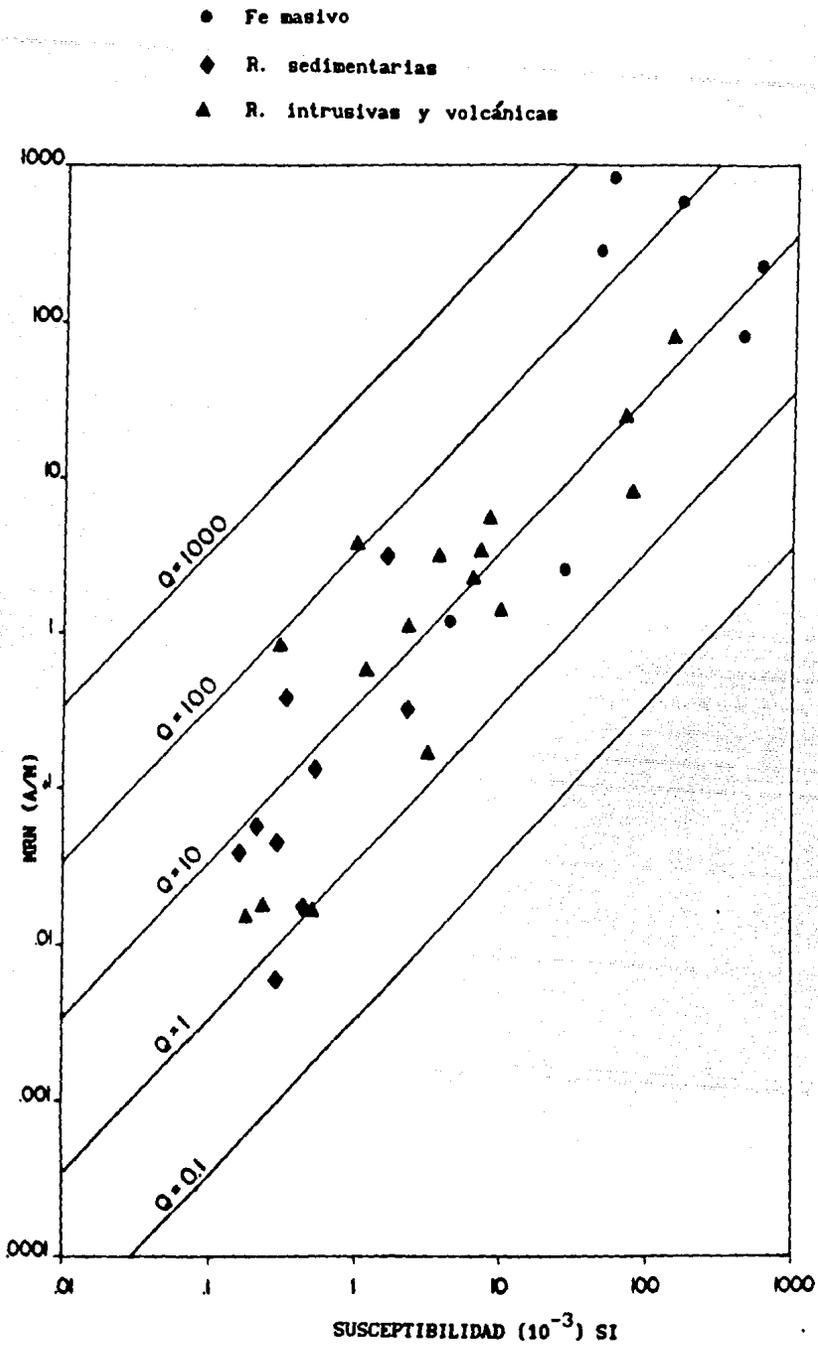


fig.10. Variación logarítmica entre Susceptibilidad y MRN.

Tabla 2. Resultados de magnetismo de rocas para el distrito minero de El Encino, Jalisco.

No. de muestra	MRN (A/m) # x 0.001	Susc. (SI) x 0.001	Q	Dens. _b (gr/cm ³)
1	2.50	26.50	2.76	3.57
2	1.40	4.40	5.30	3.79
3	79.91	442.40	5.28	3.52
4	226.46	577.00	11.45	3.43
5	589.50	168.00	102.63	5.47
6	841.83	54.15	453.98	5.39
7	292.36	44.80	190.47	5.52
8	23.35	69.80	9.80	3.69
9	2.28	6.40	10.41	3.36
10	5.56	8.00	20.31	3.84
11	3.28	7.00	13.69	3.85
12	1.37	9.70	4.13	3.30
13	17.80#	0.23	2.26	3.58
14	0.17	1.20	13.88	3.69
15	168.40#	3.08	1.59	3.37
16	0.16	0.48	9.74	3.65
17	8.02	78.84	2.97	3.63
18	79.80	148.11	15.76	3.49
19	0.84	0.30	81.80	3.25
20	3.02	3.62	24.38	3.30
21	1.10	2.19	14.68	3.23
22	14.76#	0.18	2.40	3.36
23	3.74	1.03	106.11	3.16
24	6.06#	0.28	0.63	4.00
25	38.87#	0.16	7.07	3.36
26	3.05	1.57	56.77	3.53
27	17.06#	0.44	1.13	3.51
28	57.19#	0.21	7.97	3.66
29	43.70#	0.29	4.40	3.35
30	0.13	0.54	7.04	3.48
31	0.38	0.32	34.70	3.52
32	0.32	2.17	4.31	3.08

III.5. Resultados.

Al calcular los coeficientes de Könisberger (Q), resultó que estos son más grandes que la unidad, particularmente para las rocas ígneas y menas de Fe, lo cual enfatiza la importancia de la contribución de la magnetización remanente a las anomalías magnéticas.

Las direcciones de magnetización remanente fueron graficadas en un diagrama estereográfico, mostrando principalmente inclinaciones hacia abajo y declinaciones hacia el noroeste (Fig. 11).

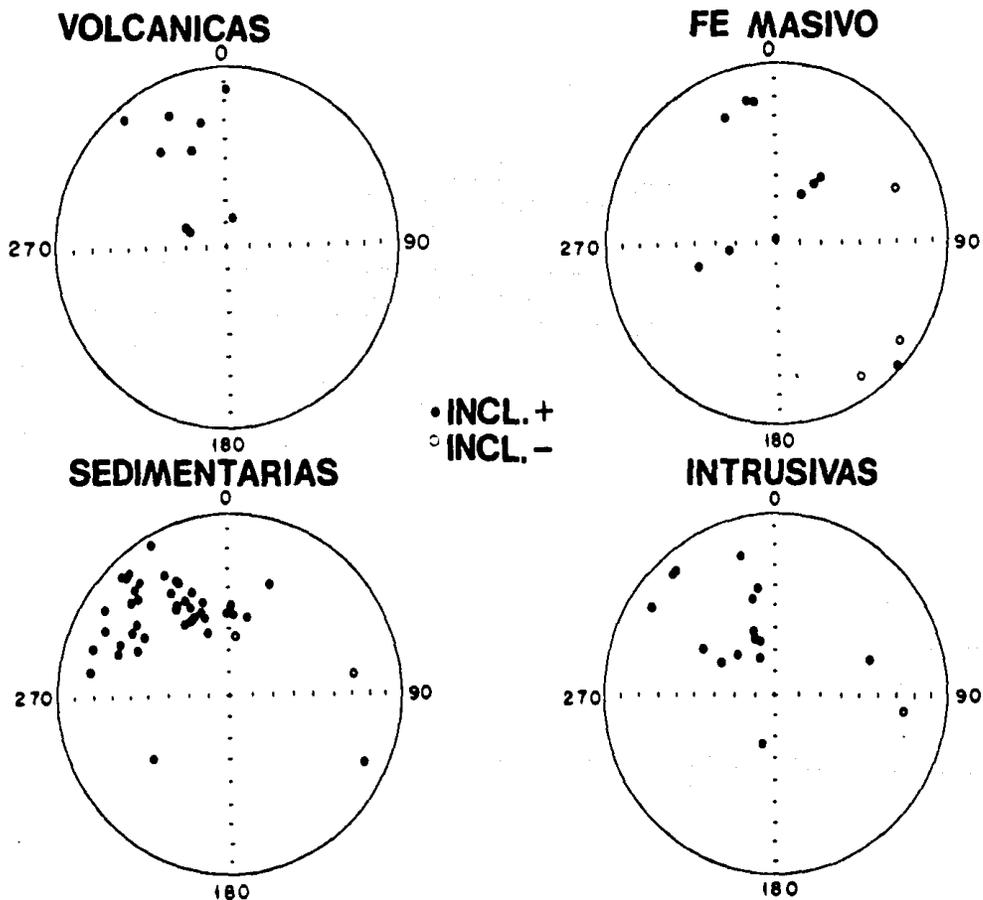


Fig. 11. Diagramas estereográficos de las direcciones de magnetización remanente en la mina de El Encino.

La polaridad magnética es normal, en concordancia con la edad Cretácico Medio de las formaciones. Las remanencias son portadas por minerales de coercitividad magnética baja o alta y minerales de temperatura de bloqueo intermedia a alta. Las intensidades de remanencia alta corresponden a óxidos de la serie de la titanomagnetita, principalmente con temperaturas de desbloqueo arriba de 350°C y debajo de 580°C , y coercitividades debajo de 100 mT. Las mediciones de adquisición de magnetización isothermal remanente (MIR) muestran saturación en campos magnéticos bajos, por debajo de 0.2 T (Fig. 12).

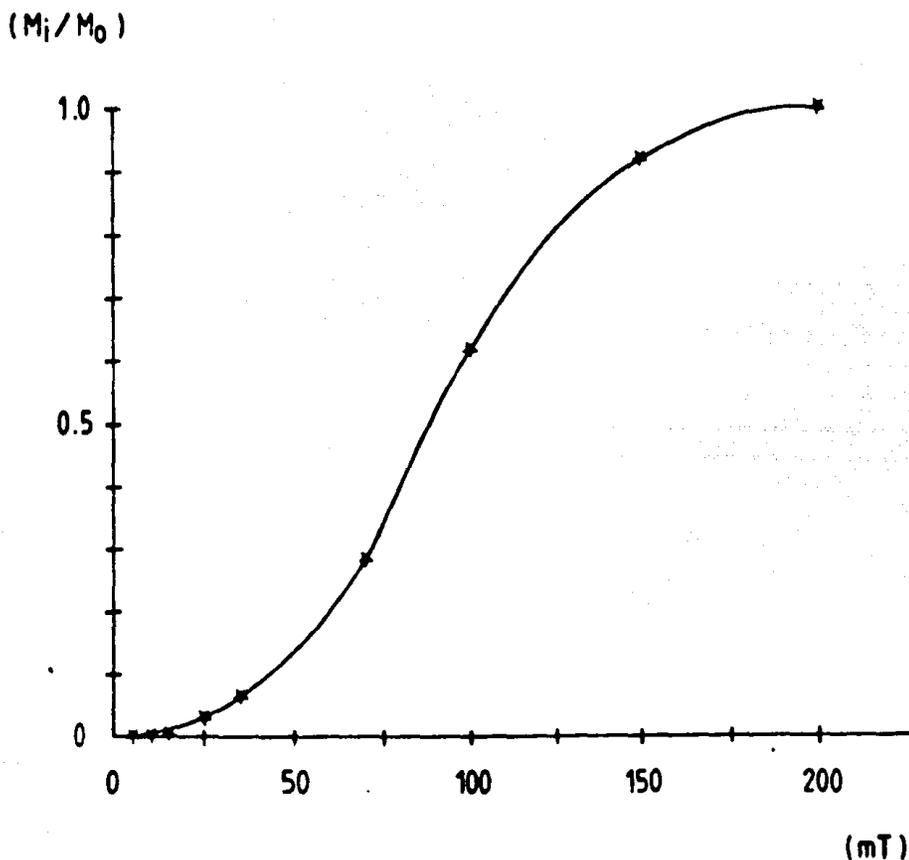


Fig.12. Magnetización isothermal remanente (MIR), correspondiente a la muestra del sitio no. 12.

Un resumen de los valores medios de intensidad de remanencia, susceptibilidad de campo bajo y coeficientes Q para las diferentes litologías está dado en la tabla 2. Los rangos de susceptibilidad van desde 0.16×10^{-3} unidades S.I. para las calizas y rocas volcánicas e intrusivas alteradas, a cerca de 580×10^{-3} unidades S.I. para las menas de hierro conteniendo magnetita.

La intensidad y susceptibilidad varían dentro de un sitio dado y dentro de diferentes sitios en una misma litología. Esta heterogeneidad de las propiedades magnéticas no está usualmente reflejada en la respuesta aeromagnética. La variación en valores para las menas de hierro probablemente refleja cambios en el contenido relativo de titanomagnetita y titanohematita. La anomalía aeromagnética sobre la mina de El Encino corresponde a un dipolo orientado casi N-S, el cual cubre un área de alrededor de 2.145 km^2 (Fig.13).

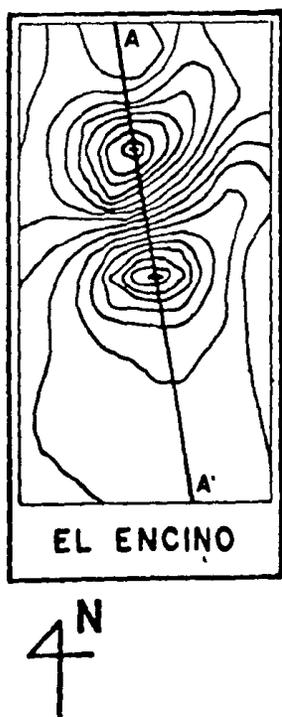


fig. 13. Anomalía aeromagnética sobre la mina de El Encino.

CAPITULO IV. MINERAGRAFIA.

IV. Introducción.

Para realizar el estudio minerográfico, se analizaron un total de 32 superficies pulidas, las cuales fueron obtenidas de los mismos sitios de donde se llevó a cabo el estudio paleomagnético. Las superficies pulidas fueron estudiadas por medio de microscopio con sistema de luz reflejada. Asimismo, el análisis minerográfico fue complementado con la identificación petrográfica de las rocas encajonantes (Tabla 1). Como un auxiliar en el análisis minerográfico, se hizo la selección de ocho muestras a las que se les hizo análisis químico por vía húmeda en el laboratorio de Química Analítica del Instituto de Geofísica. El conocimiento de los óxidos de Fe-Ti es necesario para el estudio e interpretación de la mayoría de los fenómenos de magnetismo de rocas. Los óxidos también proveen información sobre las rocas que los contienen. Los óxidos de Fe-Ti que se forman a temperaturas por debajo de 900°C , comúnmente contienen Ti, formando series de soluciones sólidas (Buddington y Lindsley, 1964). Dicha composición puede ser graficada en un diagrama ternario (Fig. 14). Así mismo, los óxidos presentan texturas que les son características (Trellis, sandwich, compuesta), siendo útiles estas últimas en la determinación de las etapas de oxidación.

IV.2. Óxidos de Fe-Ti.

El término óxidos de Fe-Ti (Iron-Titanium Oxide Minerals), se refiere a minerales opacos del sistema $\text{FeO-Fe}_2\text{O}_3\text{-TiO}_2$ (Fig. 14). La terminología usada para minerales naturales está basada en la clasificación de Buddington y Lindsley (1964). De esta manera, "magnetita titanífera", designará un mineral cuya composición es principalmente magnetita, y en el cual componentes conteniendo titanio están presentes en solución sólida o como fases incluidas. De acuerdo al uso común, la "serie de la titanomagnetita" y la "serie de la ilmenohematita", pueden ser usadas por conveniencia en lugar de la "serie de la magnetita-ulvoespinela" y la "serie de la hematita-ilmenita", respectivamente.

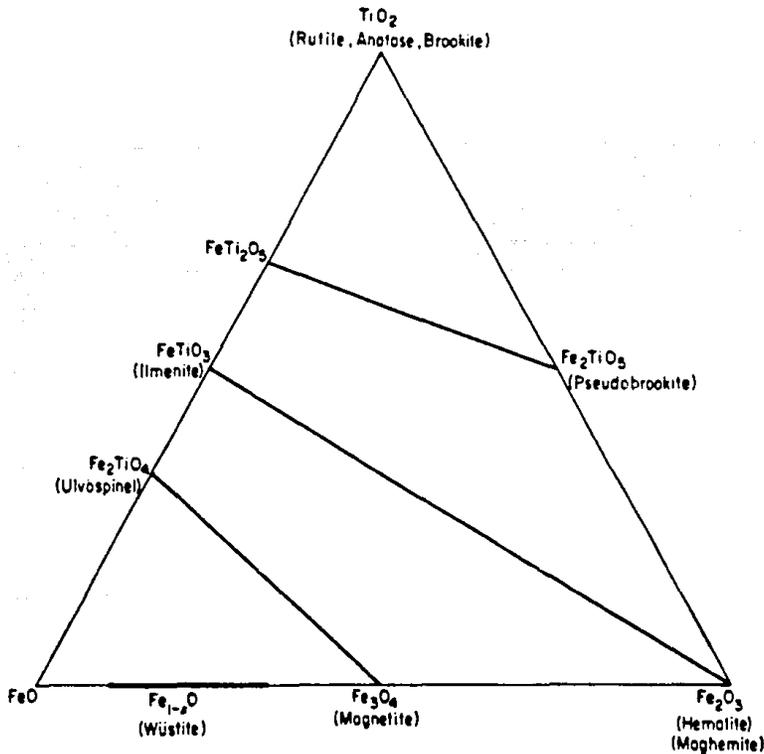


Fig. 14. Series de óxidos de Fe-Ti (tomado de Buddington y Lindsley, 1964).

ANALISIS QUIMICOS DE MUESTRAS DE LA MINA DE EL ENCINO, JAL.

%(peso)	S-04	S-05	S-09	S-29	S-16	S-25	S-01	S-03
SiO ₂	18.33	15.54	64.73	56.52	39.13	59.00	36.82	22.10
Al ₂ O ₃	09.11	00.51	13.04	13.04	15.30	12.42	11.88	00.07
Fe ₂ O ₃	46.22	45.53	00.06	00.89	09.15	00.19	05.67	42.97
FeO	10.82	24.26	00.68	01.77	04.62	00.78	06.79	27.27
MnO	00.04	00.10	00.00	00.00	00.00	00.00	00.01	00.02
MgO	00.29	00.68	00.70	00.49	02.32	00.33	15.77	00.66
CaO	00.00	07.28	00.70	00.00	06.72	01.12	05.67	01.96
Na ₂ O	10.10	00.67	15.87	09.43	15.63	08.42	05.05	00.00
K ₂ O	01.80	02.41	00.60	13.55	01.04	10.84	07.23	02.71
TiO ₂	02.70	01.35	02.40	02.32	05.16	02.42	05.47	00.77
P ₂ O ₅	00.35	00.21	00.08	00.08	00.01	00.10	00.14	00.99
H ₂ O	00.10	01.30	01.05	01.00	00.84	01.80	00.14	00.99
LOI	00.00	00.13	00.11	00.90	00.05	00.99	00.13	00.00
Fe total	40.75	50.70	01.00	02.00	10.00	00.75	09.25	51.25
Total	99.56	99.52	100.65	99.99	100.01	98.43	100.79	100.01

Tabla 3. Análisis químicos por vía húmeda para óxidos mayores en muestras seleccionadas de la mina de El Encino.

Notas: LOI= Pérdidas por calcinación.

Clasificación petrográfica en la Tabla 1

IV.3.1. Descripción de Minerales Economicos.

MAGNETITA.

En el área donde ocurren los cuerpos mineralizados la magnetita se presenta por lo general con formas bien definidas, llegando a observarse comúnmente esta en cristales euhedrales vista al microscopio mineragráfico (fig. 15). Esta presenta un color gris oscuro con tonalidades cafés vista al microscopio, siendo en general isotrópica, aunque en ocasiones, cuando se encuentra coexistiendo con ilmenita, llega a presentar una anisotropía anormal de bajo grado. En otras ocasiones, la magnetita se encuentra intercrecida con granos de hematita, formando texturas tipo sandwich. La hematita se desarrolla principalmente en los bordes de la magnetita, dándole una coloración blanquecina. Los bordes de la magnetita se observan francos, sin bordes de alteración. A este mineral, bien se le podría denominar una titanomagnetita, debido al contenido, aunque escaso, de Ti en su composición. Así mismo, podríamos ratificar esto último debido a la presencia de magnetita e ilmenita coexistiendo juntas, formando texturas tipo trellis.

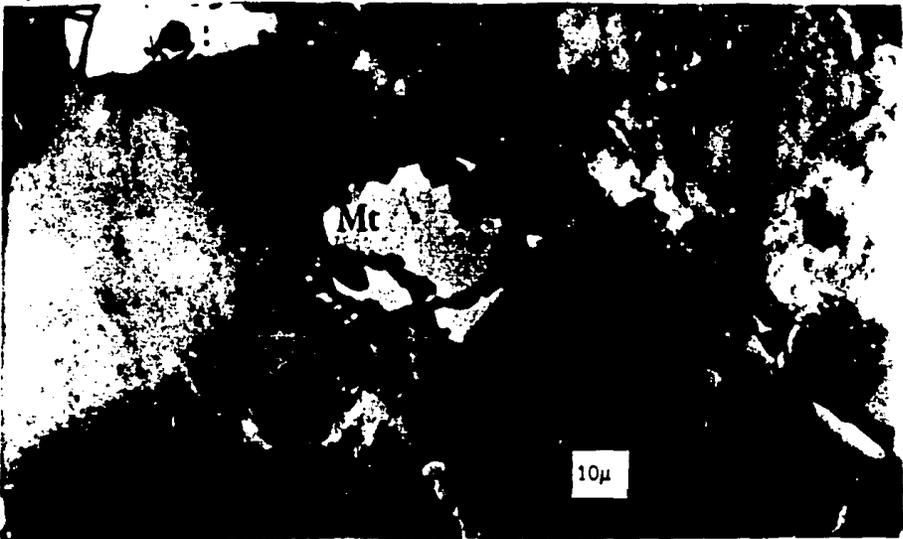


Fig. 15. Fotomicrografía de magnetita euhedral (Mt) en matriz de silicatos, correspondiente al sitio 5.

HEMATITA.

Esta comúnmente se encuentra intercrecida con la magnetita, hacia los bordes de esta última, en forma de bandas que van desde delgadas a gruesas, y tienen formas subhedrales a anhedrales, con una ligera anisotropía azul-gris. Su color es gris-blanco con tintes azulosos. Su abundancia es relativamente menor a la de la magnetita; siendo su tamaño también relativamente menor. La hematita es común encontrarla como parte de la solución sólida de la serie Hem-Ilms. De esta manera, el mineral que identificamos como hematita, seguramente se encuentra en una proporción aproximada de Hem95Ilms, por lo que bien podría clasificarse como una Hem88 (Fig. 16).



Fig. 16. Fotomicrografía de hematita (Hem) subhedral intercrecida en magnetita, formando una textura sandwich. Fotografía tomada con 20x, correspondiente al sitio 7.

ILMENITA.

Ocurre como granos subhedrales a anhedrales y como láminas o lentes de exsolución, ocupando grietas o fracturas dentro de los granos de magnetita. Esta presenta un color gris claro, con tintes ligeramente rosacéos; aunque en presencia de magnetita, su color se observa blanco, y forma series de soluciones sólidas, con texturas predominantemente trellis (Fig. 17). En esta se observa un pleocroismo que va de moderado a bajo. La principal forma que presenta es acicular, rellenando microfracturas en los granos de magnetita.

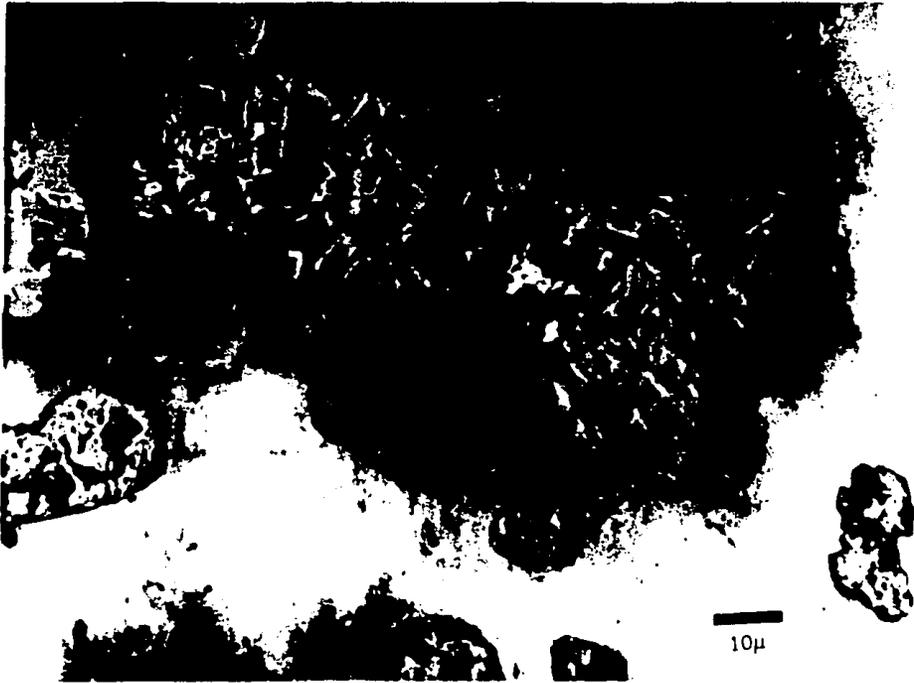


Fig. 17. Fotomicrografía de ilmenita (Ilm) intercrecida en magnetita, formando una textura trellis. Fotografía tomada con 20x, correspondiente al sitio 4.

IV.3.2. Relaciones texturales.

Al hacer las observaciones al microscopio, se aprecian coexistiendo los tres tipos principales de texturas características de los óxidos (trellis, sandwich y compuesta). Esto denota los distintos grados de oxidación dentro del yacimiento.

Las relaciones texturales se dan principalmente entre fases de magnetita coexistiendo con hematita, por ser estas las más abundantes, aunque la ilmenita también interviene en estas. A continuación se hace la descripción de las texturas, y sus características principales, observadas al microscopio:

TEXTURA TIPO TRELIS.

Esta se denota principalmente como intercrecimiento entre granos de ilmenita dentro de otros de magnetita. De acuerdo a la clasificación de Buddington y Linsley (1964), términos como "oxidación-exsolución" u "oxiexsolución" (exsolución), pueden ser usados para definir el hábito textural y origen de estos intercrecimientos.

Las láminas de ilmenita se concentran principalmente a lo largo de fracturas, alrededor de inclusiones de silicatos, y entre límites de granos de magnetita (Fig. 18).



Fig. 18. Fotomicrografía de granos minerales mostrando textura tipo trellis, entre magnetita e ilmenita. Fotografía tomada con 20x, correspondiente al sitio 4.

TEXTURA TIPO SANDWICH.

Esta ocurre principalmente entre granos de magnetita intercrecidos con otros de hematita. Los granos de hematita generalmente ocurren en pequeños números, como bandas en los extremos de la magnetita; las cuales van de subhedrales a anhedrales, siendo sus contactos con la magnetita de subangulosos a ondulados (Fig. 19).



Fig. 19. Fotomicrografía de textura tipo sandwich entre magnetita y hematita. Fotografía tomada con 20x, correspondiente al sitio 7.

TEXTURA TIPO COMPUESTA.

Esta se observa principalmente como una combinación de los tipos texturales trellis y sandwich. Esta es la más escasa en el yacimiento, siendo su presencia un tanto rara. A esta se le puede definir como interna o externa, según si la fase mineral intercrecida está parcial o totalmente incluida en la encajonante (Fig. 20).



Fig. 20. Fotomicrografía de textura tipo compuesto entre ilmenita y hematita. Fotografía tomada con 20x, correspondiente al sitio 5.

IV.3.3. Etapas de oxidación.

La clasificación usada para determinar los grados de oxidación, fue la de Haggerty (1981). De acuerdo a esta, las etapas van precedidas de la letra C (cúbico), para distinguirla de la clasificación discreta R (rombohedral). Así, la oxidación en la mina de El Encino corresponde a las etapas C1 y C2 predominantemente; aunque pudieron observarse algunas muestras con etapas de oxidación C3.

La etapa C1 se distingue porque la constituyen granos homogéneos de magnetita (e.g. Fig. 15).

La etapa C2 está caracterizada por presentarse en esta granos de magnetita intercrecidos en solución sólida con un pequeño número de granos de hematita e ilmenita (e.g. Fig. 16).

En la etapa C3, los granos de magnetita contienen una mayor cantidad de granos de hematita e ilmenita, en solución sólida (e.g. Fig. 20).

Dado lo anterior, podemos decir que, en general, el yacimiento de El Encino presenta un grado de oxidación bajo, por lo que las propiedades petrofísicas de las muestras seguramente nos indicarán en una forma adecuada las condiciones que rigieron durante la formación del yacimiento.

Estas son las tres principales etapas de oxidación en la mina de El Encino, por lo que puede verse que el yacimiento se encuentra en una etapa de oxidación deutérica de bajo grado.

IV.3.4. Hidrotermalismo.

El hidrotermalismo presente en la zona reviste importancia en el yacimiento, pudiéndose observar algunas zonas en las que este factor ha operado en forma intensa sobre la roca encajonante. Minerales como calcita, epidota, algunas micas, arcillas, seguramente deben su origen a este fenómeno. El evento hidrotermal (mesotermal), es posterior a la mineralización de Fe-Ti; pudiéndose constatar esto principalmente de las observaciones petrográficas realizadas. Por lo tanto, este afecta por lo general a las rocas encajonantes, y probablemente llegue a afectar a los minerales económicos; de esta manera, minerales como rutilo (aunque escaso), pudo deber su origen al proceso hidrotermal que sufrió la ilmenita.

De cualquier manera, el efecto de este seguramente se refleja en los análisis químicos realizados. Así, las altas variaciones en las concentraciones de TiO_2 en las muestras analizadas, tal vez nos estén indicando la actuación del evento hidrotermal.

Dentro de los minerales económicos, sulfuros como pirita y calcopirita tienen un origen hidrotermal, siendo su proporción escasa con respecto a los óxidos de Fe-Ti, por lo que no son económicamente explotables.

CAPITULO V. DISCUSION DE RESULTADOS.

Como resultado de los análisis minerográficos realizados en la mina de El Encino, encontramos que los minerales involucrados en el proceso de magnetización son aquellos correspondientes a las siguientes series:

Mgt-Usp₁₀₀ (serie de la titanomagnetita)

Hem-Ilm₁₀₀ (serie de la ilmenohematita).

Los minerales identificados en las superficies pulidas observadas, correspondieron principalmente a minerales del extremo de la solución sólida respectiva. De esta forma, los principales minerales en formarse son Mgt₁₀₀ y Hem₁₀₀ (Buddington y Lindsley, 1964, p.311; Lindsley, 1961, p. 102). En las muestras analizadas no se logró observar ulvoespinela, por lo que la composición de la serie cúbica seguramente será Mgt₁₀₀. Por otra parte, dentro de la serie rombohedral, la hematita se encuentra en mucha mayor proporción que la ilmenita, aproximadamente en proporción Hem₉₅Ilm₅, y es por esto por lo que podemos hablar de una Hem₁₀₀.

De acuerdo a esto, nos ubicamos en el tercer lugar dentro del orden de incremento de oxidación de Buddington y Balsley (1964, p. 310), esto es:

Mgt₁₀₀ pobre en Usp + Hem₁₀₀.

En los minerales magnéticos logran observarse los tres tipos texturales principales de estos, sin apreciarse un predominio de algún tipo sobre otro. Se observó que a medida que nos acercamos a los cuerpos mineralizados, se marcaba un mayor dominio de la textura trellis. Esto seguramente se debe a que el grado de oxidación en estos cuerpos es menor al de las partes externas del yacimiento, pues hacia estas zonas son más comunes los tipos texturales sandwich y compuesto.

De acuerdo a la clasificación de Buddington y Lindsley (1964), de las microtexturas de óxidos de Fe-Ti, se puede concluir que el incremento de los grados de oxidación resultan en una serie sistemática de texturas:

1. Una fase simple homogénea de titanomagnetita
2. Intercrecimientos tipo trellis dentro de la roca encajonante

3. Intercrecimientos tipo sandwich
4. Intercrecimientos granulares dentro de la magnetita (textura compuesta interna)
5. Intercrecimientos texturales tipo compuesto externo.

La principal forma de oxidación es deutérica; esto es, es una oxidación que se dá a alta temperatura, inmediatamente después del enfriamiento del magma (fig.21). Esta forma de oxidación se caracteriza por intercrecimiento de titano-magnetitas e ilmeno-hematitas, siendo las texturas más características de los óxidos de Fe-Ti, de tal forma que será el tipo de oxidación más importante para nuestro estudio. El desarrollo de tales estructuras puede ser responsable de la disminución del tamaño de grano, lo cual a su vez tiene efectos sobre la susceptibilidad magnética, la intensidad del MRN, la coercitividad, etc.. La oxidación de baja temperatura (maghemitización) tiene una importancia secundaria, y se presenta principalmente como una hematización de la magnetita. Esta hematita presenta un típico color rojizo.

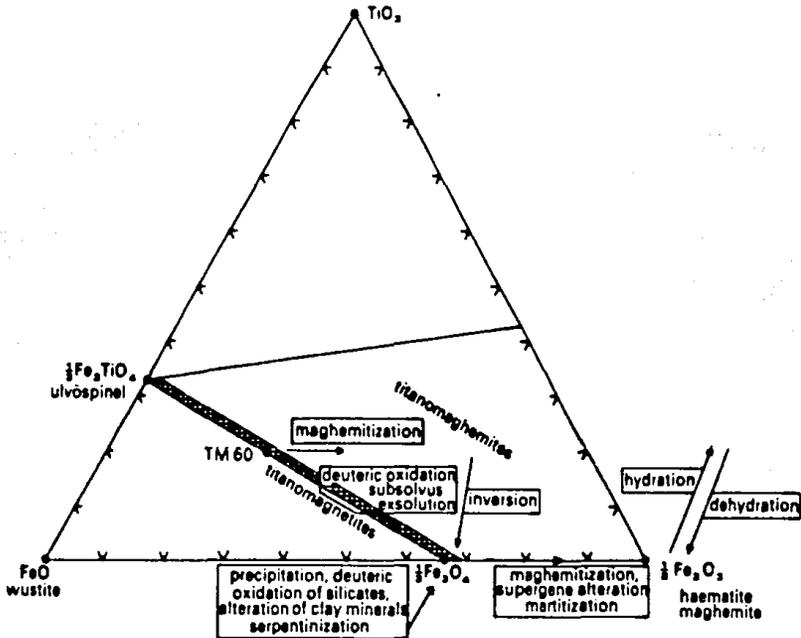


Figura 21. Oxidación deutérica de la serie FeO-Fe₂O₃-TiO₂.
Tomada de O'reilly, 1983.

Por otro lado, del análisis paleomagnético se puede observar que la mineralogía predominante es de titanomagnetitas con una componente mucho mayor de magnetita. Esto es válido para la mayoría de los tipos de roca presentes en el yacimiento, como puede verse de los diagramas de intensidad normalizada de la figura 22 a-g, curvas cuya tendencia es característica de titanomagnetitas, en las que muy probablemente la temperatura de desbloqueo es aproximadamente de 575°C típica de la magnetita. Dentro de éstas ocurren algunas excepciones con componentes de mayor estabilidad, correspondientes probablemente a temperaturas de desbloqueo de la hematita (680°C), ocasionadas seguramente por procesos de oxidación de baja temperatura, por ejemplo; 22b sitio 13, 22f sitio 35 y 36.

Algunos diagramas de Zijderveld representativos de los sitios muestreados se muestran en la figura 23 a-h, en los que se puede observar que en determinados sitios existe una componente de magnetización primaria estable y bien definida (23 b, c, g); con una o más componentes adicionales de menor estabilidad en otros (23 a, d, e, f); y demasiado obscurecida por otra u otras componentes en 23 h. Con este tipo de diagramas se determina la forma en que se van eliminando gradualmente las componentes menos estables, hasta alcanzar la componente adquirida al tiempo de formación de la roca, la cual generalmente es de mucho mayor estabilidad.

También se hicieron estudios de magnetismo remanente isoterma (MRI) en algunos especímenes de barreno de diamante, de donde se seleccionaron los distintos tipos de litología representativa del área, figura 24 a-c. En estas gráficas vuelve a corroborarse que la mineralogía presente en el yacimiento está esencialmente compuesta de magnetita con una pequeña cantidad de titanio, ya que las curvas alcanzan su saturación en campos menores a 0.2 Teslas.

Es importante mencionar que las observaciones de las superficies pulidas fueron en su mayoría realizadas en granos de tamaño de 5 a 40 μ m, los cuales son los de mayor susceptibilidad magnética, directamente relacionada a la componente de magnetización inducida. Y que los granos que portan la mayor parte de la intensidad del MRN, son de tamaños menores a 5 μ m, los cuales se observaron con menor definición que los primeros. No obstante, se consideró que estos últimos poseen las mismas características mineralógicas que los primeros, aunque con menor grado de alteración, y por

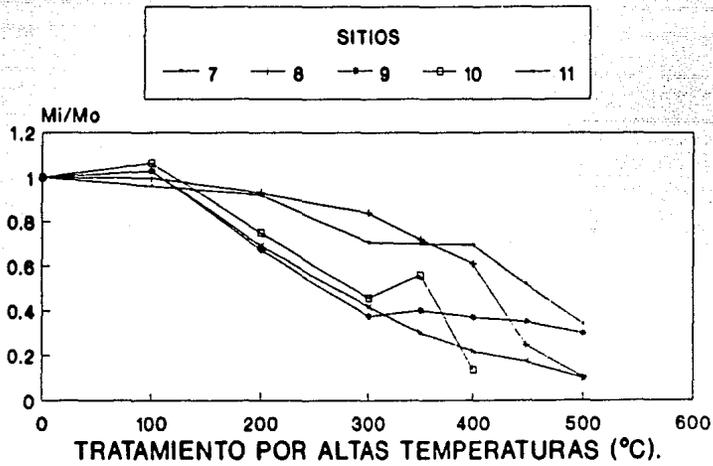
tanto con un porcentaje mayor de magnetita, lo que correlaciona bastante bien con los resultados de magnetismo de rocas.

De esta manera, podemos ver que la conjunción de dos distintas técnicas usadas en la exploración del yacimiento de El Encino, nos aportaron resultados satisfactorios. Así, podemos ver que una buena herramienta de trabajo en yacimientos minerales de este tipo es la combinación de estudios mineragráfico y paleomagnético, lo que hasta la fecha se ha utilizado muy escasamente en nuestro país.

Las direcciones medias de los sitios fueron calculadas usando las direcciones obtenidas de las muestras, por la evaluación individual de curvas de desmagnetización. Las direcciones de magnetización remanente muestran principalmente inclinaciones hacia abajo y declinaciones al noroeste (fig.11). La polaridad magnética es normal para alrededor del 75% de los sitios.

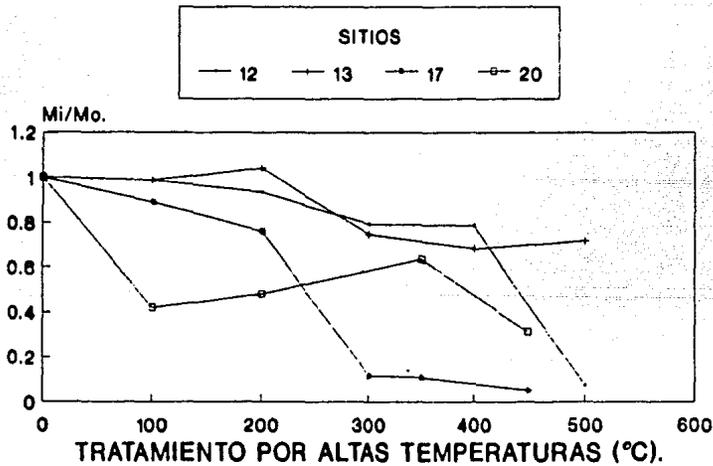
La remanencia de los sedimentos probablemente fue borrada por el emplazamiento de un cuerpo intrusivo durante el Maestrichtiano. La remanencia de las rocas volcánicas del Albiano-Aptiano muestran polaridad de magnetización normal, en concordancia con la polaridad del campo geomagnético de esa época.

EL ENCINO, JALISCO. MENA DE FIERRO.



a

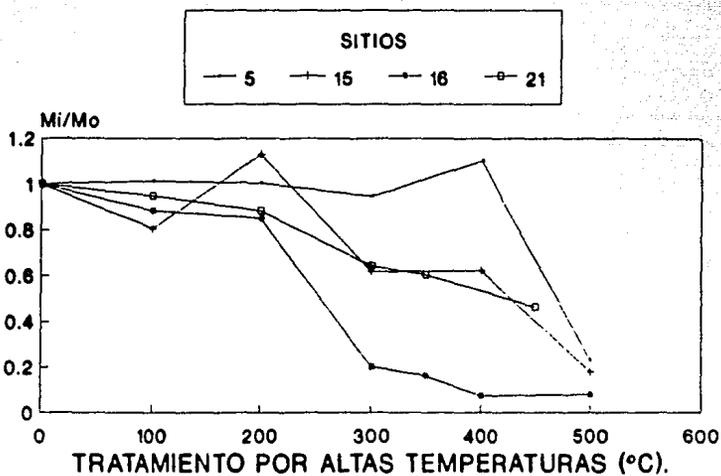
EL ENCINO, JALISCO. ROCAS INTRUSIVAS.



b

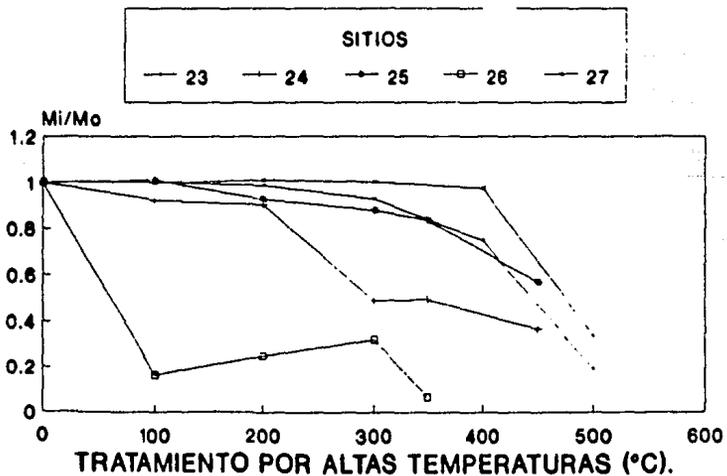
Fig.22. Tratamiento de desmagnetización por altas temperaturas.

EL ENCINO, JALISCO. ROCAS VOLCANICAS.



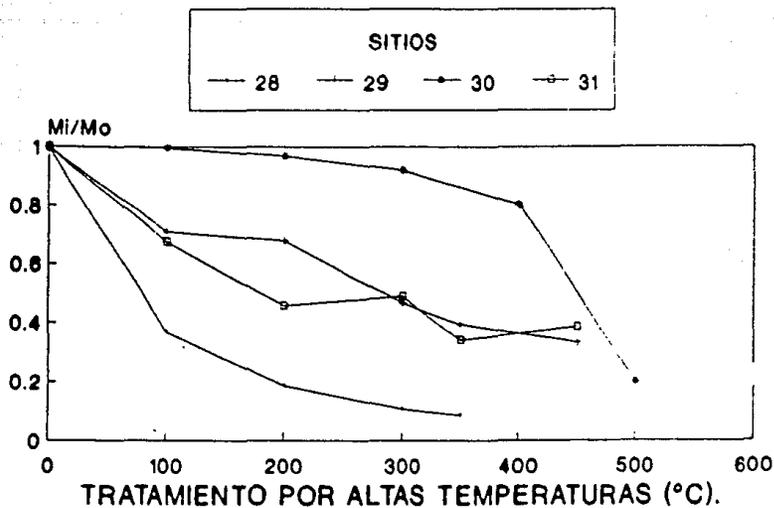
c

EL ENCINO, JALISCO. ROCAS VOLCANIC/



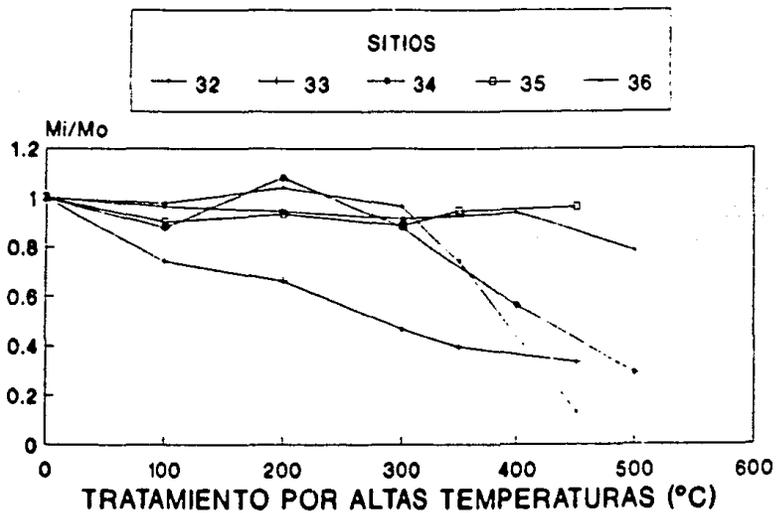
d

EL ENCINO, JALISCO. ROCAS SEDIMENTARIAS.



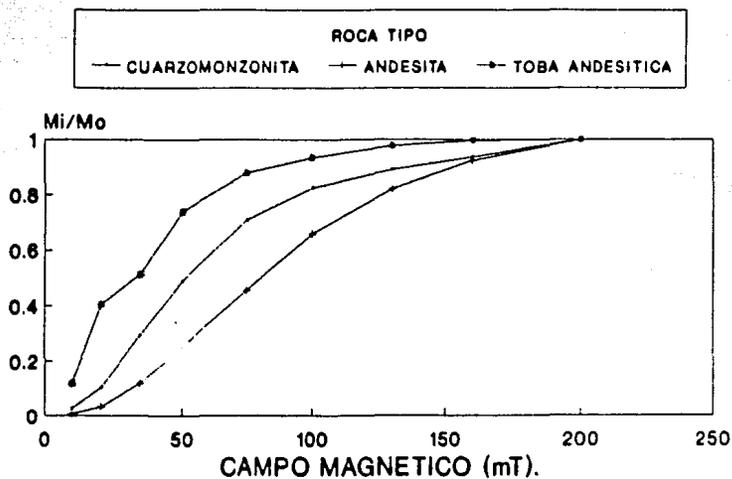
e

EL ENCINO, JALISCO. ROCAS SEDIMENTARIAS.



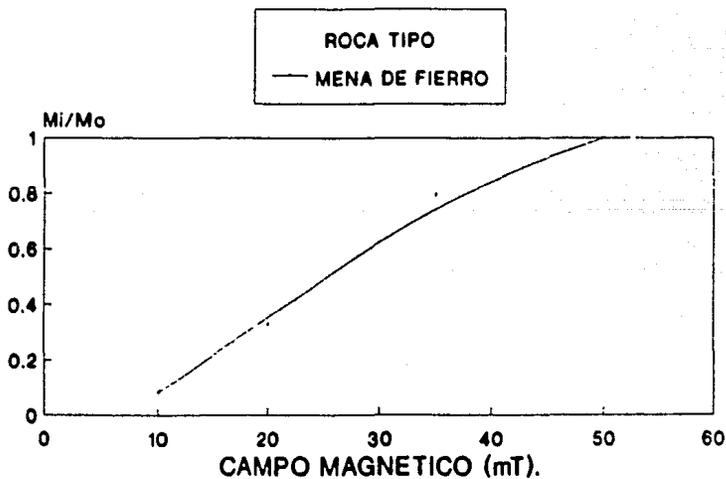
f

EL ENCINO, JALISCO.
IRM BD-189.



a

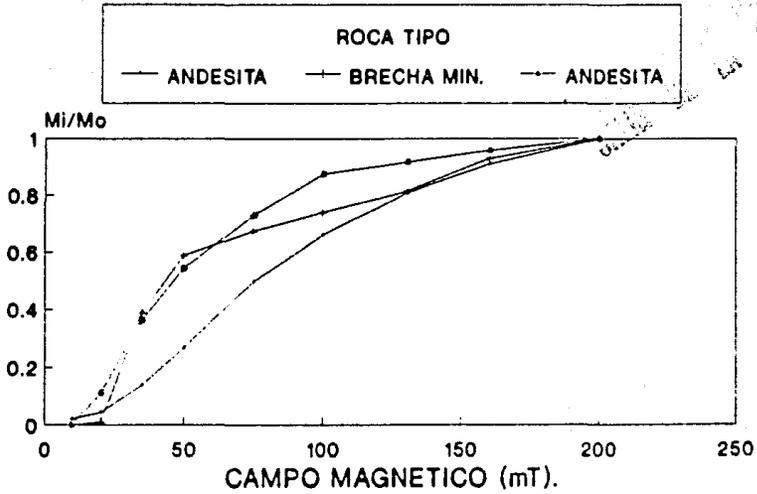
EL ENCINO, JALISCO.
IRM BD-493



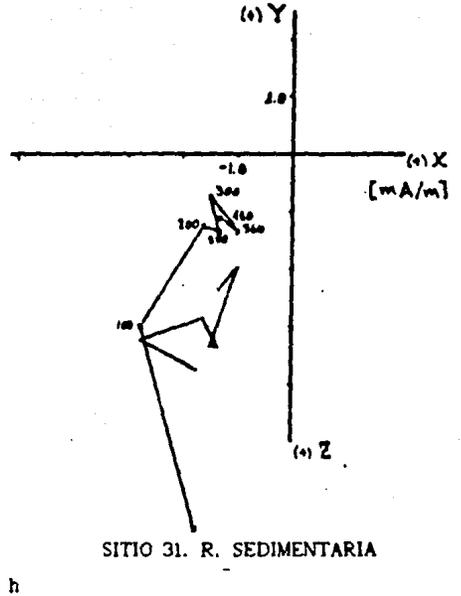
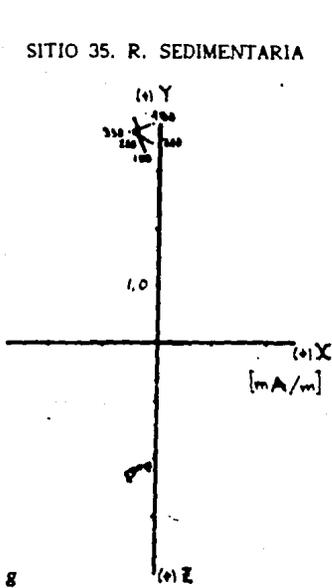
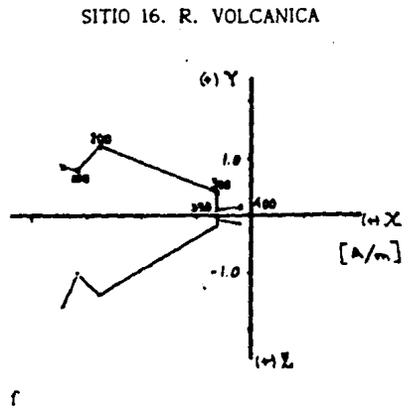
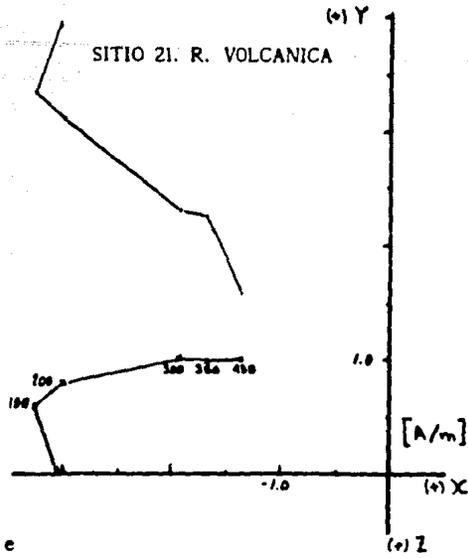
b

Fig.23. Ejemplos de magnetización remanente isothermal en muestras de barrenos de diamante.

EL ENCINO, JALISCO. IRM BD-174



c



CAPITULO VI. CONCLUSIONES.

La mineralización en la mina de El Encino tuvo lugar inmediatamente después de la formación del arco de islas que dió origen a las litologías que en el área de estudio se presentan.

La génesis del yacimiento se debió al emplazamiento del cuerpo intrusivo cuarzomonzónico que aflora en la zona de la mina, el cual originó un proceso de metasomatismo de contacto, causante de la mineralización.

Los componentes químicos FeO , Fe_2O_3 , y TiO_2 forman series de asociaciones minerales. La formación de los respectivos minerales depende de la intensidad de oxidación; lo cual, a su vez, depende de la composición del sistema, así como de la presión y temperatura a la cual los minerales se formaron.

La anomalía magnética de una masa homogénea de material es producida por el vector suma de su magnetización remanente y su magnetización inducida. La magnetización remanente está relacionada a la composición e historia fisicoquímica de los óxidos, y la magnetización inducida, principalmente al contenido de magnetita.

La textura trellis resulta muy probablemente de la oxidación-exsolución, mientras que las tipo sandwich y compuesto son producto de oxidación o cristalización primaria de la fusión (oxidación de alta temperatura).

La presencia de los tres tipos texturales (trellis, sandwich, compuesto), excluye la posibilidad de que las soluciones componentes sean el resultado de oxidación avanzada.

Los intercrecimientos entre las series de titano-magnetita y hemo-ilmenita, son resultado más probablemente de inclusiones primarias.

Las oxidaciones de alta y baja temperatura influyen a las propiedades magnéticas, tales como intensidad de remanencia, susceptibilidad magnética, temperatura de Curie, coercitividad, afectando por tanto el registro paleomagnético. La estructura y química de los minerales cambia durante estos procesos, modificando a la mayoría de las propiedades antes mencionadas y, bajo ciertas condiciones, la dirección de magnetización remanente.

De los estudios petrográficos y minerográficos se estableció el probable origen del yacimiento, así como un evento de hidrotermalismo de

bajo grado posiblemente posterior a la mineralización. Además de la predominancia de minerales opacos producidos por oxidación deutérica, lo que correlaciona perfectamente con los resultados del estudio paleomagnético.

Un último comentario es que en México hacen falta profesionales de las Ciencias de la Tierra especializados en el estudio de óxidos de Fe-Ti, de tal manera que contribuyeran al estudio de los yacimientos de Fe con que contamos en el país.

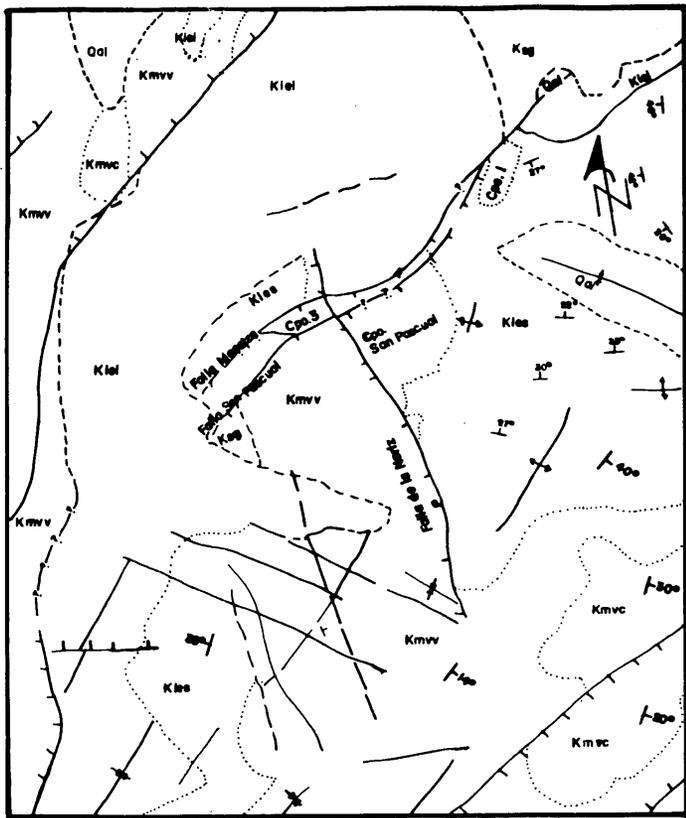
BIBLIOGRAFIA.

- Ade-Hall, J.M., Palmer, H.C., Hubbard, T.P., 1971, The Magnetic and Opaque Response of Basalts to Regional Hydrothermal Alteration: *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, vol. 24, pp. 137-174.
- Alva-Valdivia, L., 1988, Aportaciones del método paleomagnético en el estudio de yacimientos minerales: *Unión Geof. Mex., Bol.*, época II, nov. 1988, p.23.
- Bleil, U., Smith, B., 1988, Petrology of Magnetic Oxides at Site 417: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Vol. LI, LII, LII, Washington (U.S. Government Printing Office), pp. 1411-1428.
- Böhnel, H., Alva-Valdivia, L., González-Huesca, S., Urrutia-Fucugauchi, J., Morán-Zenteno, D.J., Schaaf, P., 1989, Paleomagnetic Data and the accretion of the Guerrero Terrane, Southern Mexico Continental Margin. In: J.W. Hillhouse (Edr.), Deep Structure and Past Kinematics of Accreted Terranes, Geophysical Monograph 50, IUGG, vol. 5, American Geophysical Union, International Union of Geodesy and Geophysics.
- Buddington, A.F., Lindsley, D.H., 1964, Iron-Titanium Oxide Minerals and Synthetic Equivalents: *Journ. of Petrology*, vol. 5, no. 2, p. 310-357.
- Campa, M.F., Coney, P.J., 1983, Tectonostratigraphic Terranes and Mineral Resources Distributions in Mexico: *Can. Journ. Earth Sci.*, vol. 2, pp. 1140-1051.
- Castillo-García, L., 1964, La Geofísica Aplicada al Estudio Geológico Económico de Algunos Yacimientos Ferríferos de México: 1er. Seminario sobre Exploración Geológica-Minera (Memoria), CRM, pp. 22-34.
- Damon, P.E., Muhammad, S., Clark, K.F., 1981, Evolución de los Arcos Magmáticos en México y su Relación con la Metalogénesis: *Inst. Geología, UNAM (Revista)*, vol. 5, no. 2, pp. 223-238.
- Dunlop, David J., 1979, On the Use of Zijderveld Vector Diagrams in Multicomponent Paleomagnetic Studies: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, vol. 20, pp. 12-24.
- Frietsch, R., 1978, On the Magmatic Origin of Iron Ores of the Kiruna Type: *Econ. Geology*, vol. 73, pp. 478-485.

- Fujimoto, K., Kikawa, E., 1989, Alteration of Titanomagnetites and Its Related Magnetic Properties in the Noya Geothermal Area, Central Kyushu, Japan: *J. Geomag. Geoelectr.*, vol. 41, pp. 39-64.
- Grant, F.S., 1985, Aeromagnetics, Geology and Ore Environments, I. Magnetite in Igneous, Sedimentary and Metamorphic Rocks: an overview: *Geoexploration*, vol. 23, pp. 303-333.
- Haggerty, S.E., 1981, Oxidation of Opaque Mineral Oxides in Basalts, in: *Oxide Minerals, Reviews in Mineralogy (Short Course Notes)*, vol. 3.
- Herzog, M., Böhnel, H., Kohnen, H., Negendank, J.F.W., 1988, Variation of Magnetic Properties and Oxidation State of Titanomagnetites within Selected Alkali-Basalt Lava Flows of the Eifel-Area, Germany: *J. Geophys.*, vol. 62, pp. 180-192.
- Ishihara, S., 1981, The Granitoid Series and Mineralization: *Econ. Geology*, 75th Anniversary volume, pp. 458-484.
- McElhinny, M.W., 1973, *Paleomagnetism and Plate Tectonics*, Cambridge Univ. Press., 340 pp.
- Morán-Zenteno, D.J., 1986, *Geología de la República Mexicana: Inst. Nal. de Est., Geogr. e Informática*.
- O'Reilly, W., 1984, *Rock and Mineral Magnetism: Blackie and Son LTD, Bishopbriggs, Glasgow*, 213 pp.
- Pantoja-Alor, 1983, *Geocronometría del magmatismo Cretácico-Terciario de la Sierra Madre del Sur: Soc. Geol. Mex., Bol. XLIX, no.1, pp. 1-20*.
- Pantoja-Alor, J., Estrada-Barraza, S., 1986, *Estratigrafía de los alrededores de la Mina de Fierro de El Encino, Jalisco: Soc. Geol. Mex., Bol., Tomo XLVII, no. 1, pp. 1-17*.
- Park, Ch. F., Jr., 1972, *The Iron Ore Deposits of the Pacific Basin: Econ. Geology*, vol. 67, pp. 339-349.
- Park, J.K., 1983, *Paleomagnetism for Geologists: Geoscience Canada*, vol. 10, no. 4, pp. 180-188.
- Pérez-Salas, G. (coordinador), 1988, *Geología Económica de México: FCE*, 540 pp.
- Sillitoe, R.H., 1972a, *Relation of Metal Provinces in Western America to Subduction of Oceanic Lithosphere. Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 83, pp. 813-818.
- Sillitoe, R.H., 1972b, *A Plate Tectonics Model for the Origin of Porphyry Copper Deposits: Econ. Geology*, vol. 67, pp. 184-197.
- Takahashi, M., Aramaki, S., Ishihara, S., 1980, *Magnetite-series/Ilmenite-*

series vs. I-type/S-type Granitoids: Mining Geol.Spec. Issue,no.8,
pp. 13-28.

Tarling, D.H., 1983, Paleomagnetism, Principles and Applications in Geology,
Geophysics and Archeology, Chapman and Hall Edrs., 450 pp.



LEYENDA.

- Qol Cretacico eoliva
- Kag Cretacico Sup. granodiorita
- Kmvv Cretacico Med. Valleses este.
- Kmvv Cretacico Med. Valleses oeste.
- Kie Cretacico Inf. Escala superior
- Kiel Cretacico Inf. Escala inferior
- ↗ 30° Rumbo y sentido
- Contacto concordante
- Contacto discordante
- ||| Falla normal
- Fractura
- ⌒ Anticlinas
- ⌒ Sinclinal.

UNAM.
 FACULTAD DE INGENIERIA
 MAPA GEOLOGICO-ESTRUCTURAL
 TESIS PROFESIONAL
 JOSE DE JESUS VEGA CARRILLO.

