

10
2^a ej.



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

MAGNETISMO DE ROCAS Y MINERAGRAFÍA EN
EL YACIMIENTO DE FIERRO "PEÑA COLORADA",
ESTADO DE COLIMA.

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE :

INGENIERO GEOLOGO

P R E S E N T A :

MARIA FABIOLA OLIVOS ROJAS



MEXICO, D. F.

1992.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

INDICE.

Agradecimientos.

Resúmen.

	Página.
<i>I. Introducción.</i>	1
<i>I.1 Objetivo.</i>	
<i>I.2 Antecedentes.</i>	
<i>I.3 Localización y vías de acceso.</i>	
<i>I.4 Fisiografía.</i>	
<i>I.5 El Distrito Ferrífero Peña Colorada.</i>	
<i>II. Marco Geológico Regional.</i>	9
<i>II.1 Estratigrafía.</i>	
<i>II.2 Geología Local.</i>	
<i>III. Magnetismo de Rocas.</i>	17
<i>III.1 Introducción.</i>	
<i>III.2 Principios del Paleomagnetismo.</i>	
<i>III.3 Relación entre las propiedades magnéticas de las rocas y la petrología.</i>	
<i>III.4 Método de trabajo.</i>	
<i>III.5 Resultados.</i>	
<i>IV. Minerografía.</i>	38
<i>IV.1 Introducción.</i>	
<i>IV.2 Los minerales magnéticos.</i>	
<i>IV.3 Descripción de superficies pulidas.</i>	
<i>V. Discusión de resultados.</i>	53
<i>VI. Conclusiones.</i>	54
<i>Apéndice.</i>	56
<i>Referencias bibliográficas.</i>	58

LISTA DE FIGURAS.

- Figura 1. Mapa de Localización.
- Figura 2. Provincias Fisiográficas.
- Figura 2a. Esquema tectónico.
- Figura 3. Tabla estratigráfica.
- Figura 4. Mapa Geológico.
- Figura 5. Mapa regional de la zona estudiada.
- Figura 6. Ciclo de histéresis magnética.
- Figura 7. Ubicación de los sitios con estudios paleomagnéticos.
- Figuras 8 a-h. Gráficas de direcciones paleomagnéticas.
- Figuras 9 a y b. Magnetismo remanente isotermal.
- Figuras 10 a-c. Desmagnetización por campos alternos.
- Figuras 11 a y b. Relación de propiedades petrofísicas.
- Figura 12. Series de óxidos de Fe-Ti.
- Fotomicrografías de superficies pulidas.
-
- Tabla 1. Resultados de magnetismo de rocas para muestras superficiales.
- Tabla 2. Resultados de magnetismo de rocas para núcleos de barrenos.
- Tabla 3. Resultados petrográficos para muestras superficiales.
- Tabla 4. Resultados petrográficos para las muestras de núcleos del barreno no. 53.
- Tabla 5. Resultados petrográficos para las muestras de núcleos del barreno no. 150.
- Tabla 6. Sistemas de unidades SI y emu.

RESUMEN.

El distrito ferrífero de Peña Colorada, se localiza al noroeste del estado de Colima dentro del municipio de Minatitlán.

Las rocas que afloran en la zona son de tipo vulcano-sedimentario, de composición calcoalcalina generadas dentro de un arco de islas durante el Cretácico Inferior. Las secuencias andesíticas, consecuencia de este volcanismo, se encuentran intercaladas con calizas, lutitas y areniscas con edades que varían del Cretácico Inferior al Cretácico Medio. Estas secuencias son intrusionadas durante el Cretácico Temprano-Paleógeno, por complejos batolíticos de carácter predominantemente calcoalcalino (Böhnel y Negendank, 1988).

Se considera al yacimiento como un producto de metasomatismo de contacto provocado por las intrusiones del Cretácico Tardío.

Se presentan dos tipos de mineral de hierro conocidos como normal (masivo) y amorfo (diseminado) con una ley promedio de hierro del 65% y 55% respectivamente, constituidos en su mayor parte por magnetita y en menor cantidad hematita con impurezas de pirita, cuarzo y apatita.

Con base en la remanencia isotermal y la susceptibilidad magnética se infirieron las características de los óxidos constituidos de fierro-titanio que componen al yacimiento; se identificaron rocas con diferentes grados de alteración y se hizo una discriminación entre minerales de la serie de la titanomagnetita y de la ilmenohematita; dominan los minerales de la serie titanomagnetita.

Para corroborar las observaciones anteriores, se hicieron estudios de minerografía y petrografía; los cuales muestran que el principal portador de la magnetización es magnetita, que se encuentra en cristales homogéneos y principalmente en intercrecimientos de pirita, con biotita y clorita en sus bordes. Este intercrecimiento es resultado de hidrotermalismo. Dicho proceso hidrotermal, así como el grado de oxidación (Ci) de alta temperatura y el metamorfismo de contacto que tuvo efecto en el yacimiento, dió lugar a texturas brechoides y alteración de la titanomagnetita que a su vez tuvo efectos en las propiedades magnéticas de las rocas tales como la susceptibilidad, la intensidad de remanencia y la coercitividad.

I. INTRODUCCION.

I.1 OBJETIVO.

El objetivo fué determinar la relación existente entre las características petrofísicas y paleomagnéticas de las rocas con las observaciones microscópicas de los óxidos magnéticos.

La presente investigación está basada en la realización de estudios microscópicos de minerografía y petrografía así como de paleomagnetismo dentro del distrito ferrífero Peña Colorada en el estado de Colima.

Las observaciones recabadas mediante técnicas de microscopio (minerografía y petrografía) y del análisis de las propiedades magnéticas, permitieron conocer e inferir fenómenos físicos y químicos que han afectado al yacimiento durante su evolución geológica.

I.2 ANTECEDENTES.

Desde 1956, fecha en que se obtuvieron resultados satisfactorios de las investigaciones realizadas en lo que se conocía como el yacimiento "La Peña Colorada", se han realizado diversos estudios geológicos para conocer más a fondo su potencialidad y características geológicas. En la actualidad aunque el Consorcio Minero Benito Juárez Peña Colorada es el primer productor de mineral de fierro a nivel nacional, se siguen realizando investigaciones no únicamente para conocer las características propias del yacimiento, sino como en el caso de la presente investigación, para utilizar los datos obtenidos en la exploración de yacimientos ferríferos con características similares.

Desde hace algunos años, se han venido efectuando estudios paleomagnéticos en los yacimientos de fierro más importantes del sur de México. Estos forman parte de un proyecto concebido por investigadores del Laboratorio de Paleomagnetismo y Geofísica Nuclear del Instituto de Geofísica, para darle aplicación a dicho método. Es relevante establecer la gran importancia del apoyo que nos han otorgado las compañías propietarias de los fondos mineros, sin el cual no habría sido posible efectuar tales estudios. Entre algunos de los trabajos efectuados anteriormente se encuentran los siguientes: Urrutia-Fucugauchi (1977, 1980), Zenteno-Zuñiga (1984), Contreras-Tebar y Ramírez-Cruz (1985), Urrutia-Fucugauchi y Jurado-Chichay (1979), Vega-Carrillo (1990), Alva-Valdivia (1987, 1991) y Alva-Valdivia et al.,(1991).

El proyecto citado, ha venido evolucionando en cuanto a la metodología

utilizada, siendo la herramienta principal el método paleomagnético; que a su vez es auxiliado por disciplinas como la minerografía y petrología, el estudio de las propiedades físicas de las rocas y los análisis de anomalías magnetométricas. Eventualmente se buscará el apoyo de estudios como los de inclusiones fluidas y los de isótopos estables y radiactivos, para finalmente establecer con un grado de certidumbre aceptable, las condiciones de formación de los yacimientos; delimitar los cuerpos mineralizados, así como para plantear adecuadamente los objetivos de exploración y explotación y naturalmente para lograr una mayor recuperación del mineral explotado.

1.3 LOCALIZACION Y VIAS DE ACCESO.

El área se localiza en la parte noroeste del estado de Colima dentro del municipio de Minatitlán. Sus coordenadas geográficas son: $19^{\circ}21'37''$ de latitud norte y $104^{\circ}03'39''$ de longitud al oeste del meridiano de Greenwich (Figura 1).

La vía de acceso al yacimiento más utilizada (por sus mejores condiciones) es la carretera Manzanillo-Camotlán-Minatitlán. Próximamente operará la carretera Colima-Minatitlán, la cual se encuentra en sus fases finales de construcción.

1.4 FISIOGRAFIA.

La región en donde se localiza el distrito de Peña Colorada comprende dos provincias fisiográficas; de acuerdo a la división fisiográfica del Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática, 1984. En la porción sur forma parte de la subprovincia de las Tierras Altas de la Sierra Madre del Sur y el sector norte abarca parte de la provincia del Eje Neovolcánico en su porción costera occidental (Figura 2).

El poblado de Minatitlán, en el municipio del mismo nombre, es la población más cercana al yacimiento de hierro, se presenta en forma de diferentes afloramientos distribuidos en un área de 5 km^2 . Dicha población se localiza en un pequeño valle rodeado por altas montañas de pendientes muy fuertes. El flanco noroccidental está formado por un cordón montañoso sobre el que se encuentra el yacimiento ferrífero. Las prominencias más notables de este cordón son el cerro de La Astilla y el de Peña Colorada. Dichos macizos montañosos forman parte de la Sierra Madre del Sur y son en general muy accidentados y escabrosos.

MARCO FISIOGRAFICO DE LA REPUBLICA MEXICANA



Figura 2.
Provincias fisiográficas de la República Mexicana (Tomado de Morán-Zenteno, 1966).

HIDROGRAFIA.

El Río Marabasco y sus arroyos tributarios, forman en el área un sistema de drenaje dendrítico. El río es de corriente perenne, drena hacia el SW para desembocar en el Océano Pacífico; en casi todo su recorrido sirve de límite a los estados de Jalisco y Colima. Entre los arroyos más importantes se puede mencionar el de Las Truchas, único de corriente perenne, ya que los demás son de tipo torrencial y sólo llevan agua durante el período de lluvias.

1.5 EL DISTRITO FERRIFERO PEÑA COLORADA.

El distrito se ubica dentro de los yacimientos ferríferos de la margen continental del Pacífico Mexicano, entre los que destacan El Encino (Jalisco), Las Truchas (Michoacán) y Peña Colorada (Colima); siendo este último el de mayor concentración de fierro, abasteciendo un 35% de los requerimientos del mercado nacional.

MINERALIZACION.

Se tienen dos tipos de mineral de hierro conocidos como normal (masivo) y amorfo (diseminado), con una ley promedio de fierro del 65% y 55% respectivamente. Ambas clases de mineral se encuentran relacionadas entre sí de tal manera que el mineral amorfo puede cambiar gradual o bruscamente a normal tanto en sentido vertical como horizontal.

El mineral normal está constituido en su mayor parte por magnetita y en menor cantidad hematita con impurezas de pirita, cuarzo y apatita, mientras que en el amorfo, los mismos minerales se encuentran diseminados entre las rocas asociadas al yacimiento y presentan una gran cantidad de biotita y clorita.

En el contacto con la roca encajonante se observa biotita, epidota, clorita y minerales arcillosos.

Un inconveniente que presenta el mineral de fierro es su alto contenido de azufre por las piritas, ya que una exigencia de los compradores del concentrado de mineral es una cierta resistencia a la compresión de dicho concentrado; al encontrarse mucho azufre por la gran cantidad de pirita en el yacimiento, la resistencia a la compresión disminuye haciendo el concentrado de menor calidad en algunas ocasiones.

TECTONICA.

La márgen continental suroccidental de México, donde se localiza el área de estudio, se caracteriza por presentar una serie de batolitos de edad Cretácico Tardío a Terclario Temprano (Shaaf, 1990), que intrusionan secuencias de rocas vulcano-sedimentarias mesozoicas (Campa y Coney, 1983; Pantoja-Alor y Estrada-Barraza, 1986).

Espacialmente relacionados con estos cuerpos ígneos se tiene una serie de yacimientos de fierro que se alinean paralelos a la márgen continental.

Los datos isotópicos, geoquímicos y petrográficos de los cuerpos intrusivos a lo largo de la márgen continental sugieren un ambiente de arco magmático (Shaaf op. cit.,1990, Alva-Valdivia, 1991). Se encuentran granitos de composición calcoalcalina principalmente, que 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).

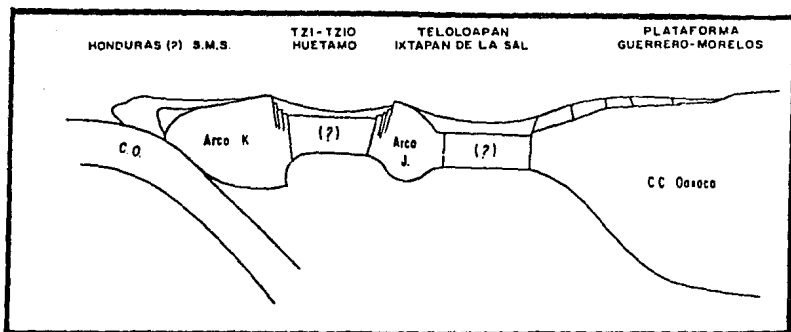
La zona se caracteriza por la presencia de secuencias andesíticas submarinas y secuencias vulcano-sedimentarias que se interpretan como parte de un antiguo arco volcánico insular calcoalcalino que se desarrolló desde fines del Jurásico Tardío hasta principios del Cretácico Tardío (Pantoja-Alor, 1983; Campa y Coney, 1983).

En relación a la evolución tectónica de la porción centro-occidental de México, se han propuesto modelos alternativos que consideran posiciones autóctonas y alóctonas del arco o arcos magmáticos mesozoicos que se desarrollaron en esta región del país.

Según un modelo de Campa y Ramírez (1979), el arco magmático del mesozoico se originó como resultado de una márgen convergente con subducción de la placa Farallón hacia el oriente. De acuerdo a este modelo se habría generado un arco de islas cercano al borde continental. Para exolicar las variaciones laterales en la edad y grado de deformación, estos autores propusieron posiciones diferentes de dicho arco para el Jurásico y Cretácico (Figura 2a).

Por otro lado, existen modelos en los que se relaciona el desarrollo del arco magmático del occidente de México al límite convergente de dos segmentos oceánicos con subducción al occidente (Urrutia-Fucugauchi, 1980; Coney, 1983; Urrutia-Fucugauchi y Valencio, 1986).

De acuerdo a estos modelos, el arco intraoceánico se habría aproximado a la márgen continental y habría colisionado contra ella en el Cretácico Tardío.



Esquema tectónico concebido por Campa y Ramírez (1979) para explicar las relaciones tectónicas y variaciones laterales de las secuencias volcanosedimentarias del Jurásico y Cretácico inferior en el Terreno Guerrero. De acuerdo a este esquema el arco magmático del Jurásico habría ocupado una posición mas próxima a la margen continental (área de Teloloapan-Ixtapan de la Sal) que el arco cretácico. C.O = Corteza Oceánica, CC = Corteza continental

Figura 2a.

(Tomado de Morán-Zenteno, 1991).

Para el arco de islas de Alisitos-Teloloapan del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano (Campa et al., 1974), se observan diferencias petrológicas y geoquímicas con respecto a su localización y el ambiente sedimentario de las lavas (Tardy et al., 1991). Se sugiere para las secuencias de arco que afloran en Guanajuato, Zacatecas y Guerrero, y de acuerdo a datos geoquímicos (Monod et al., 1990; Ortíz et al., 1991) una fuente de origen del manto, la cual está muy poco contaminada o no lo está por la corteza. Hacia el oeste, para la secuencia de arco que aflora en Michoacán y Colima, las características petrológicas, químicas y su ambiente sedimentario son diferentes. Al parecer su formación está vinculada con una subducción al occidente de una cuenca oceánica bajo la placa Pacífica.

Existen evidencias de que la margen ha experimentado una evolución compleja en el marco de un límite convergente de placas con probables fenómenos de acreción de terrenos a la margen continental y fallamiento transforme lateral (Coney, 1983; Urrutia-Fucugauchi, 1984).

La formación de los yacimientos de fierro de esta provincia habría ocurrido durante los emplazamientos plutónicos terciarios posteriores a la deformación intensa de las secuencias volcánicas y volcanoclásticas del Mesozoico.

GENESIS DEL YACIMIENTO.

Se considera para este yacimiento un origen metasomático de contacto debido al efecto de las intrusiones ácidas e intermedias del Cretácico Superior-Terciario Inferior en las calizas cretácicas (Pineda, et al, 1969).

II. MARCO GEOLOGICO REGIONAL.

II.1 ESTRATIGRAFIA.

Las unidades más antiguas que afloran en el área en cuestión corresponden al Albiano, no se ha reportado el basamento, sin embargo aflora regionalmente en una porción de los Estados de Jalisco y Colima. Este basamento consiste de gneises, esquistos y anfíbolitas (Lanuza y Colín, 1987). (Figura 3).

FORMACION TEPALCATEPEC. (ALBIANO-CENOMANIANO.)

Nombre propuesto informalmente por Pimentel (I.G.P.R. 190-1980, en Lanuza y Colín, 1987), para designar una unidad volcánico sedimentaria de edad Albiano-Cenomaniano, que consta de calizas, calizas arcillosas, lutitas, areniscas calcáreas, tobas, areniscas conglomeráticas y conglomerados. Dicha formación es cortada por un intrusivo que consta de fracciones de granodiorita, cuarzodiorita y diorita. Estas rocas intrusivas forman parte de los batolitos graníticos que afloran en la costa central y sur del Pacífico mexicano en los estados de Jalisco, Colima, Guerrero y Oaxaca, (Pineda, et al., 1969).

La Formación Tepalcatepec se encuentra cubierta en partes por escasos derrames andesíticos, riolitas y piroclastos debido a la actividad volcánica que tuvo efecto a fines del Cretácico.

EDAD Y CORRELACION.

Las calizas se depositaron durante el Cretácico (Albiano-Cenomaniano), continuándose la depositación durante el Cretácico Superior. Dichas calizas son correlacionables, al menos en su parte inferior, con la Formación Morelos que aflora en los estados de Guerrero, Morelos y en el área de Huetamo Michoacán, esto se deduce con base en la semejanza de sus contenidos faunísticos (Fries, 1961). Entre otros fósiles se identificaron los siguientes, (Pineda op.cit., 1969):

Localidad Loma Ojo de Mar, Minatitlán Colima:

Dicyclina Schlumbergeri, Munier Chalmas, Trochactaeon, Cyllindraceus, Stoliceia, Nerinea sp., Toucasia sp., Nannoconus sp.

Estos fósiles indican una edad Albiano-Cenomaniano y muestran gran semejanza con los elementos faunísticos de la Formación Morelos, identificados al oeste del estado de Morelos y la parte central norte del estado de Guerrero.

TABLA ESTRATIGRAFICA.

ERA	SIST.	SERIE	PISO		EDAD M.A.	REGION DE	
			RECIENTE	RECIENTE		MINATITLAN	
CENOZOICO	O.	RECIENTE			1	ALUVION	
		PLEISTOCENO				FM. COLIMA 1.	
	TERTIARIO	PLIOCENO			10	[Hatched pattern]	
		MIOCENO			26		
		OLIGOCENO			40		
		EOCENO			60	MINERAL DE Fe	
		PALEOCENO			65	CONGLOMERADO Y BRECHAS.	
	CRETACICO	SUPERIOR	MAESTRICHTIANO			82	[Hatched pattern]
			CAMPANIANO			90	
			SANTONIANO				0.15E
CONIACIANO							
INFERIOR		CENOMANIANO			110	TEPALCATEPEC (2)	
		ALBIANO			120		
		APTIANO					
		BARREMIANO					
		HAUTERIVIANO					
		VALANGINIANO					
BERRIASIANO			135				
JURASICO	SUPERIOR	TITHONIANO			[Vertical lines pattern]		
		KIMMERIOLIANO					
		OXFORDIANO					
	MEDIO	BAJOCIANO					
		INFERIOR	BAJOCIANO				
		TOARCIANO					
		CHARMUTIANO					
INFERIOR	PLEMBURGIANO						
	SINEMURIANO						
	HETTANGIANO			195			
TRIASICO	SUPERIOR	REPTIANO					
		NORIANO					
	MED. INF.	CARNIANO			230		
PALEOZOICO	PERMICO						
	CARBONIFERO				ESQUISTOS (NEISS. (BASAMENTO))		
	DEVONICO						
	SILURICO						
	ORDOVICICO						
CAMBRICO				600			
P.	PRECAMBRICO						

Tomado de Lanuza y Colín, 1987.

Figura 3.

(1) Fm. Colima. Nombre informal propuesto por Pano-Arciniega, 1974.

(2) Fm. Tepalcatepec. Nombre informal propuesto por Pimentel, 1980.

ROCAS EXTRUSIVAS.

Se encuentran algunas rocas extrusivas que representan la actividad volcánica de fines del Cretácico y posiblemente hasta el Paleoceno. Están distribuidas en toda la región y constituyen andesitas de textura vesicular afanítica. (Pineda op. cit., 1969).

ROCAS INTRUSIVAS.

Cubren más del 50% de la región de Jalisco y Colima, es un batolito que está constituido en su mayor parte por granodiorita de color gris verdoso, de textura fanerítica holocristalina. Intrusiona a la secuencia vulcanosedimentaria y aflora en la parte sur del yacimiento.

En general el batolito está constituido en su mayor parte por granodiorita, diorita, cuarzomonzonita y cuarzdiorita. Es la intrusión más extensa y pertenece al Cretácico Superior (Schaaf, 1990).

Diorita. Forma parte (junto con la granodiorita) del batolito granítico que aflora en la costa central y sur del Pacífico (Jalisco, Colima, Guerrero y Oaxaca). Es de grano fino y de color gris verdoso. Está ampliamente distribuida y también intrusiona a la secuencia vulcanosedimentaria.

Cuarzdiorita. De color blanco-crema, de textura fanerítica holocristalina de grano fino y estructura masiva.

Cuarzomonzonita. De color rosa y textura porfírica con fenocristales de feldespatos.

TERCIARIO.

Existe otro intrusivo más reciente y menos extendido, representado por cuarzdioritas y dioritas del Terciario Superior.

Durante el Terciario Inferior y como producto de metamorfismo de contacto se forma, por la adición de soluciones del cuerpo intrusivo a rocas calcáreo arcillosas, un skarn en el que se distinguen las partes de endo y exoskarn; éstos, junto con las calizas recristalizadas constituyen la roca favorable para la mineralización. Se forman variedades de hornfels tanto cuarzo feldespáticos como de granate.

FORMACION COLIMA. (TERCIARIO SUPERIOR).

Nombre informal propuesto por Pano-Arciniega (1974 Pemex, en Lanuza y Colín, 1987). Esta unidad está constituida por un conglomerado de

fragmentos volcánicos, areniscas y areniscas tobáceas, así como derrames ígneos. La edad de la formación fue dada por su posición estratigráfica debido a que no se encontraron restos fósiles. Se le ha asignado una edad Plio-Pleistoceno.

También se encuentran brechas y grauwacas volcánicas que sobreyacen a las calizas del Cretácico y a los intrusivos.

Diques del Terciario Superior.

Son rocas de tipo hipabisal de naturaleza andesítica, de forma tabular e irregular de dimensiones variables que cortan a la mayoría de las rocas y al cuerpo de fierro.

RECIENTE.

Los depósitos recientes incluyen conglomerados, constituidos por fragmentos de todas las rocas preexistentes; esta roca ocupa todo el valle de Minatitlán y la ladera sureste de Peña Colorada. También se encuentran depósitos aluviales y suelos localizados en los valles intermontanos y en el valle de Minatitlán.

II.2 GEOLOGIA LOCAL.

En el área Chinforminazo Sur, donde se efectuó el presente trabajo, la zona mineralizada alcanza un espesor máximo de 100 metros, siendo la más favorable la constituida por hornfels de color verde, en donde la magnetita se presenta en pequeños cristales diseminados dentro de éstos, y sobreyaciendo a los cuerpos de magnetita masiva. Dicha magnetita es de tamaño pequeño en esta parte del yacimiento, y con abundante contenido de clorita; aumentando su tamaño hacia el oeste y alejándose del contacto con el intrusivo. Al llegar a la zona del proyecto Primorosa-Encantada, los cristales de magnetita alcanzan su mejor tamaño de hasta 1 cm de longitud. (Figura 4).

CONGLOMERADO. (TERCIARIO INFERIOR.)

Se ubica en las prominencias y partes altas de la zona del yacimiento de Peña Colorada. Se considera de mala clasificación, constituido de fragmentos subredondeados de composición andesítica en una matriz arcillosa y coloración rojiza. En la parte basal la coloración es gris verdosa debido a alteración hidrotermal representada por clorita, sericita y calcita.

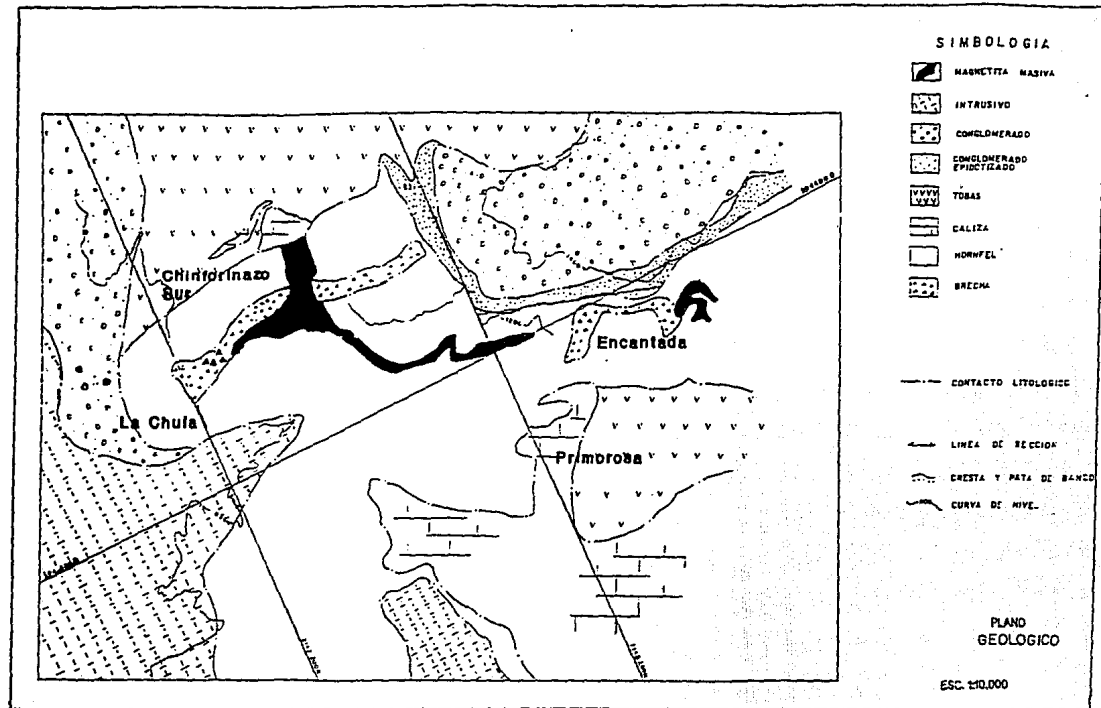


Figura 4.
Mapa Geológico
 (Tomado de Mendoza-Díaz, 1990).

Esta unidad sobreyace a la secuencia volcánico-sedimentaria definiendo una discordancia erosional.

A lo largo del yacimiento, se observa una brecha constituida por fragmentos de andesita, hornfels epidotizados y magnetita.

FORMACION TEPALCATEPEC.

Su parte basal aflora en los cortes del proyecto Chinforinazo Sur y está constituida por bancos de calizas masivas en estratos gruesos y espesor de más de 500 m. La parte superior está constituida por tobas con alteración hidrotermal con epidotización y magnetita diseminada en muy poca cantidad.

Debido a la intrusión que sufrió la Formación, se formaron skarns y tactitas (de color más oscuro que el skarn). En esta zona se localiza la mineralización ya sea en forma amorfa y/o normal.

INTRUSIVO.

Aflora en la parte sur del yacimiento. Esta roca dió origen a la mineralización y es de composición diorítica-granodiorítica, de textura holocristalina inequigranular constituida por plagioclasas sódicas y augita alterada a clorita y epidota.

ROCA ENCAJONANTE.

La parte inferior de la roca encajonante del yacimiento está constituida por el intrusivo de composición granodiorítica y diorítica; en algunos sitios la roca encajonante es caliza.

En la parte superior del yacimiento se observa un conglomerado brechoide con fragmentos de diorita y un pórfido andesítico caracterizado por su alto contenido de magnetita.

En el área de estudio (Chinforinazo Sur, Figura 5) tuvieron lugar procesos magmáticos como asimilación y reemplazamiento metasomático que dieron lugar a la formación de hornfels cálcicos y cuarzo feldespáticos. En este lugar se encuentra gran parte del mineral amorfo. En donde no se ven los efectos del metasomatismo de contacto el mineral de fierro se encuentra encajonado directamente en la diorita.

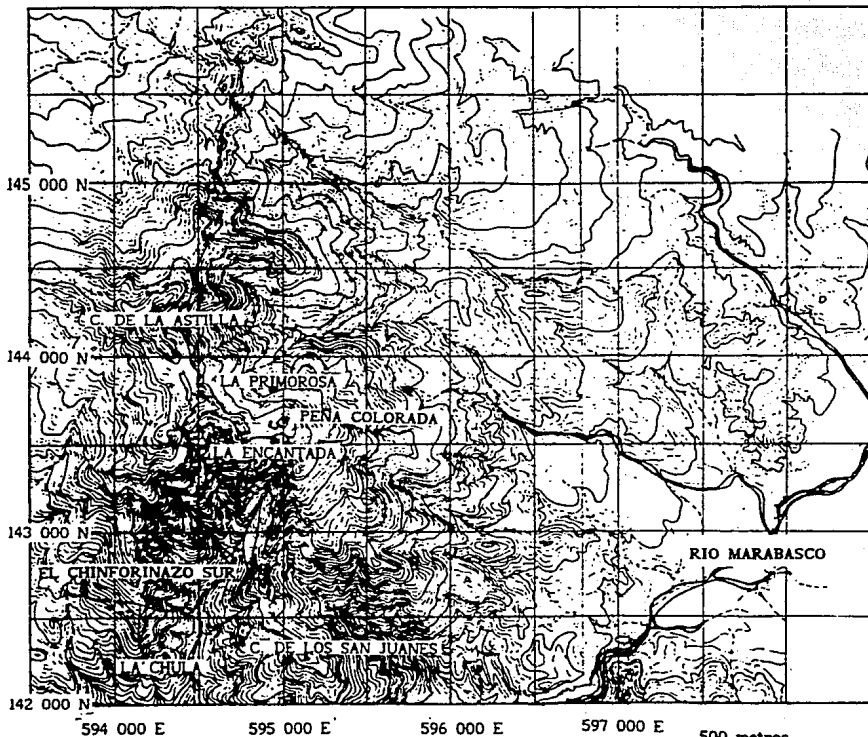


Figura 5.
 Mapa topográfico regional y de ubicación
 de la zona estudiada (Pineda, 1969).

500 metros
 ESCALA GRAFICA.

ESTRUCTURA.

La zona mineralizada adopta una forma tabular, que se extiende de NE a SW, los cuerpos principales son dos horizontes de magnetita masiva concordantes con la estratificación; el mayor tiene una longitud aproximada de 4 km con rumbo NE y ancho de 1 km en promedio, su espesor varía de 50 a 100m. El otro es un horizonte pequeño observado en el proyecto Chinforminazo Sur y que se une a profundidad con el horizonte masivo principal, dando lugar a un cuerpo de más de 150m de espesor (Mendoza-Díaz, 1990).

Las rocas sedimentarias están muy poco distorsionadas, presentan echados muy suaves del orden de 11° a 20° , sin definir una estructura plegada clara. Las estructuras más notables en la zona, son fallas normales de orientación NE-SW y con poco desplazamiento.

III. MAGNETISMO DE ROCAS.

III.1 INTRODUCCION.

El Paleomagnetismo y el estudio de las propiedades magnéticas de las rocas es una herramienta útil a la Geología que no ha sido apreciada y empleada en su totalidad.

Durante mucho tiempo se ha creído que únicamente es útil para el entendimiento del movimiento de las placas continentales; sin embargo algunos parámetros magnéticos pueden ser usados para identificar y comprender los procesos geológicos primarios y secundarios que han afectado a las rocas, (Park, 1983). Para estudiar las propiedades magnéticas de los materiales es necesario basarse en el conocimiento de las características del campo magnético terrestre (c.m.t.), y sus variaciones en el espacio y tiempo. Esto se puede lograr gracias a que algunas rocas contienen minerales que son capaces de adquirir una magnetización remanente por lo general alineada en la dirección del c.m.t. en el momento de su formación (Paleomagnetismo).

La magnetización original en una roca puede modificarse debido a procesos físicos como cambios de temperatura y presión o bien químicos como la actividad hidrotermal, que a su vez provocan cambios en la mineralogía de las rocas, lo que modifica las propiedades magnéticas de los minerales ya que tales propiedades dependen de la composición, forma, y tamaño de los cristales de los minerales magnéticos.

Las magnetizaciones secundarias adquiridas después de la formación de la roca, se pueden separar e identificar proporcionando datos valiosos sobre la evolución geológica de las rocas, según se explicará más adelante.

III.2 PRINCIPIOS DEL PALEOMAGNETISMO.

MAGNETIZACION TOTAL.

Las rocas portadoras de la magnetización tienen principalmente dos componentes de magnetización: la inducida (J_i), en donde ésta requiere de la presencia de un campo magnético aplicado, y la magnetización remanente natural MRN, que es la suma de la magnetización remanente primaria adquirida al formarse la roca, más las magnetizaciones remanentes secundarias, adquiridas durante la evolución geológica de la roca (J_n). El magnetismo total es la suma vectorial de ambas. $J_t = J_n + J_i$

LA MAGNETIZACION REMANENTE NATURAL. (MRN).

Se puede describir mediante sus parámetros básicos que son la dirección y la intensidad. Entre sus elementos de dirección se incluye la DECLINACION o azimuth con respecto al norte verdadero ya que el norte magnético y el geográfico no coinciden y al ángulo que forman se le conoce como declinación magnética. El otro elemento es la INCLINACION o echado con respecto a la horizontal.

Si la inclinación magnética se dirige hacia abajo (positiva), se dice que la magnetización tiene una polaridad normal, cuando se encuentra en el hemisferio norte, y se habla de una polaridad inversa cuando se dirige hacia arriba.

El c.m.t. presenta variaciones temporarias que lo afectan (Inversiones del c.m.t.). En la actualidad se tiene por convención una polaridad normal.

LA MAGNETIZACION INDUCIDA.

Depende de la presencia del c.m.t. y de la susceptibilidad magnética de la roca en cuestión, en donde $J_i = kH$; k es la susceptibilidad magnética y H es la intensidad del c.m.t.

LA SUSCEPTIBILIDAD MAGNETICA k .

Es la medida de la facilidad con que una roca adquiere una magnetización temporal solo en presencia de un campo magnético. Si k es mayor que cero o positiva el material adquiere magnetización en la misma dirección a F y se dice que el material es paramagnético. Si k es menor que cero o negativa la magnetización será en sentido opuesto a F y se dice que el material es diamagnético.

Ambos tipos son para la magnetización inducida, pero se tiene el caso especial de los materiales ferromagnéticos que adquieren orientación independientemente si está presente o no un campo magnético.

La susceptibilidad es una propiedad que depende de muchos factores como la cantidad, tamaño, forma, composición, pureza de los minerales magnéticos, de las imperfecciones de su red cristalina, así como de su dureza, (Stacey and Banerjee, 1974).

Cada mineral magnético en una roca consta de uno o más dominios magnéticos, a mayor tamaño de cristal mayor es el número de dominios magnéticos (multidominio) y es más fácil su magnetización (susceptibilidad alta), si por el contrario, los cristales son pequeños (minerales con dominio simple) son magnéticamente duros y su susceptibilidad será baja. Este tipo de minerales con dominio simple son observables sólo con

microscopio electrónico.

En las rocas que tienen en su mayoría componentes minerales con estado magnético multidominio como p.ej. granitos y otras rocas ígneas granulosas, la susceptibilidad estará dominada por los valores altos de los granos grandes multidominio más que de aquellos con dominios simples, ya que la susceptibilidad depende del contenido de minerales magnéticos, que es aproximadamente proporcional al porcentaje en volumen de dichos minerales.

COEFICIENTE DE KOENIGSBERGER (Q).

Este coeficiente relaciona parámetros de la MRN y la susceptibilidad, en donde:

$$Q = J_n/kH$$

donde J_n es la componente remanente natural, k es la susceptibilidad magnética y H es el campo magnético terrestre total.

Es la relación que existe entre magnetismo remanente e inducido, donde el magnetismo inducido se calcula multiplicando la susceptibilidad por el valor H que es la intensidad del c.m.t. en la localidad de donde proviene la muestra.

Q es usado comúnmente para determinar si la magnetización es dominada por la magnetización remanente (cuando Q presenta valores mayores a 1) o bien por la magnetización inducida (si Q es menor que 1).

DENSIDAD.

La densidad es un reflejo de la composición mineral y por consecuencia los procesos que actúan sobre la misma se reflejan en dicho parámetro. La susceptibilidad y este dato son correlacionables, ya que a mayor densidad se tiene mayor susceptibilidad. En el caso que se estudia, la alta densidad se atribuye al contenido de magnetita.

CICLO DE HISTERESIS MAGNETICA.

Las características del proceso de magnetización de un mineral ferromagnético se definen en su ciclo de histéresis magnética. Este proceso se inicia a partir de un material ferromagnético desmagnetizado previamente por campos alternos, y se le aplica un campo magnético H , a medida que dicho campo aumenta a partir de cero (Figura 6), la magnetización inducida en el material aumenta (curva O12) y alcanza su saturación J_s para un valor de campo H_s .

A medida que se logran valores mayores que el de saturación, el material adquiere una magnetización tal que parte de ella es independiente del campo H y estará presente aún cuando el campo se reduzca a cero.

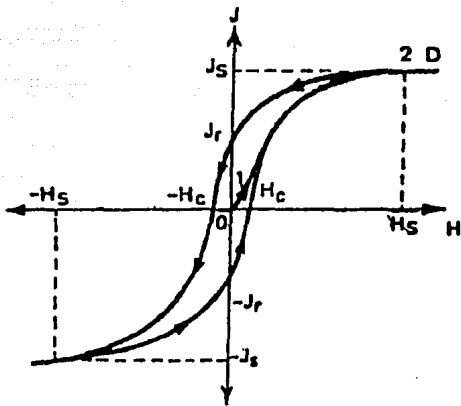


Figura 6.
Ciclo de histéresis magnética de un material ferromagnético

Una vez alcanzada la saturación magnética del material, se disminuye el campo inductor H . La magnetización del material J disminuye según una curva diferente del proceso anterior. (Figura 6). Cuando $H=0$ el material ferromagnético conserva cierta magnetización J_r . Esta magnetización remanente del material será destruida si el campo inductor cambia de sentido y alcanza un valor definido $-H_c$.

Este valor particular del campo define un parámetro característico del material ferromagnético, llamado FUERZA COERCITIVA o coercitividad. Si de $-H_c$ se continúa aumentando el módulo del campo inductor negativo, se alcanzará la saturación $-J_s$ para un campo $-H_s$. Si se prosigue, se completa el ciclo de histéresis magnética del material.

TEMPERATURA DE CURIE.

La temperatura arriba de la cual se tiene paramagnetismo se conoce como temperatura de Curie para materiales ferro y ferrimagnéticos, y como temperatura de Neel para antiferromagnéticos. Es uno de los parámetros que varía con el grado de alteración que tenga la roca, a mayor alteración se incrementa la temperatura de Curie. Dicha temperatura es característica para cada mineral siendo la de la magnetita de 585°C y de 685°C para la hematita.

SISTEMAS DE UNIDADES MAGNETICAS.

Los sistemas más importantes de unidades magnéticas son el SI y el emu. Ambos se describen brevemente en el apéndice que aparece al final de este trabajo.

III.3 RELACION ENTRE LAS PROPIEDADES MAGNETICAS DE LAS ROCAS Y LA PETROLOGÍA.

Las propiedades magnéticas de las rocas (Intensidad de la MRN, la susceptibilidad, la Temperatura de Curie y la coercitividad), son dominadas por los óxidos de Fe-Ti presentes en las rocas.

Los factores que ejercen mayor influencia en la determinación de las propiedades magnéticas (Grant, 1984) son:

1) El contenido total de hierro. La susceptibilidad es proporcional al contenido de magnetita.

2) Estado de oxidación. La intensidad de remanencia y la susceptibilidad decrecen cuando se tiene una oxidación de alta temperatura debido a la disminución de titanomagnetita y a un correspondiente incremento de ilmenohematita menos magnética. Con el incremento del estado

de oxidación se incrementa la coercitividad.

3) El ambiente inicial de cristalización. Rocas que han sido formadas en un ambiente "cerrado" con respecto al oxígeno (por lo general anhídrido) tienden a ser más ricas en hierro que aquellas que se formaron en un ambiente "abierto".

4) El grado de metamorfismo. Las propiedades magnéticas varían cuando las rocas experimentan metamorfismo, debido a los cambios en la presión y temperatura que a su vez modifican los minerales constituyentes de las rocas.

5) El grado de saturación de sílice. Rocas que son deficientes en sílice por lo general contienen más magnetita y menos ilmenita que las saturadas en sílice.

6) El tamaño de grano. Cuando se tienen texturas de grano grueso se tiene una alta susceptibilidad y bajas intensidades de remanencia debido al incremento de los dominios magnéticos (a mayor intensidad de remanencia menor dominio magnético o dominio magnético simple). Bajas o intermedias susceptibilidades y altas intensidades de remanencia se explican por la reducción del tamaño de grano durante la oxidación resultando también una alta coercitividad debido a la exsolución de la titanomagnetita durante la oxidación. El factor Q decrece a mayor susceptibilidad debido a la reducción de los tamaños de grano.

7) La composición química. En función del tipo de roca que se tenga, se favorece o no la formación de magnetita.

Existen otras condiciones exógenas, las cuáles hacen variar las propiedades magnéticas. Entre las que tienden a incrementar la magnetización de las rocas, ya sea por aumento de su susceptibilidad o creando nueva magnetita se incluyen las siguientes (Grant, op. cit.):

- a) Deformación mecánica.
- b) Metamorfismo progresivo.
- c) Alteración hidrotermal de alta temperatura.

Por otra parte, los procesos que tienden a destruir la magnetita son:

- a) Procesos de alteración de baja temperatura (carbonatación, cloritización, sericitización). Dentro de estos procesos se incluye la alteración hidrotermal que da lugar a la descomposición de la magnetita a hematita y/o pirita.
- b) Oxidación extrema que incluye intemperismo químico y lixiviación.
- c) Granitización o metasomatismo.

Algunos autores como Lapointe et al., (1986), han utilizado las propiedades magnéticas para caracterizar tipos de roca. En estudios realizados por dicho autor con muestras de núcleos de un plutón en Ontario Canadá, encontró que su contenido total de fierro y el tamaño de grano no variaban considerablemente, de esta forma asoció la variación de la susceptibilidad con el grado de oxidación de los óxidos de Fe-Ti; así encontró que para rocas con alto grado de alteración se tenía una baja susceptibilidad, lo cual le permitió localizar y cartografiar zonas de alteración y contactos litológicos.

Otros autores como Morris et al., (1985) usaron esta técnica para cartografiar la distribución de alteraciones asociadas con zonas de fallas en rocas de Ontario Canadá. El potencial de éste método en la exploración mineral y en la geohidrología es promisorio.

III.4 METODO DE TRABAJO.

Las muestras para análisis magnéticos se tomaron de la zona conocida como Chinforínazo Sur, tanto del mineral como de la roca encajonante.

Se analizaron 8 sitios (51 núcleos) en afloramientos superficiales y 12 núcleos de 2 barrenos de diamante que cortaban a las rocas representativas del yacimiento (Figura 7). Las muestras superficiales se obtuvieron con la ayuda de una máquina perforadora portátil, cuyo elemento cortante es una broca cilíndrica y hueca construida con un material no magnético cuyo borde de ataque está constituido por polvo de diamante incrustado en bronce. Fueron orientadas in situ con compás solar debido a que las muestras de fierro presentan una intensidad de magnetización tan fuerte, que la brújula magnética deja de ser confiable; en otros casos, si se usó la brújula magnética cuando no se tenía gran cantidad de minerales magnéticos.

Las muestras de barreno fueron proporcionadas en la compañía, se seleccionaron por estar cerca de los afloramientos superficiales muestreados y porque cortaban a la litología representativa del yacimiento. Posteriormente en el laboratorio fueron cortados especímenes de 2.5 cm diámetro y con un largo de 2 a 2.4 cm con ayuda de una perforadora cilíndrica y una cortadora de núcleos.

MEDICION DE LA MAGNETIZACION REMANENTE NATURAL.

Para obtener este dato se empleó un magnetómetro rotativo MOLSPIN, aunque para los núcleos de barreno no se consideró la dirección ni

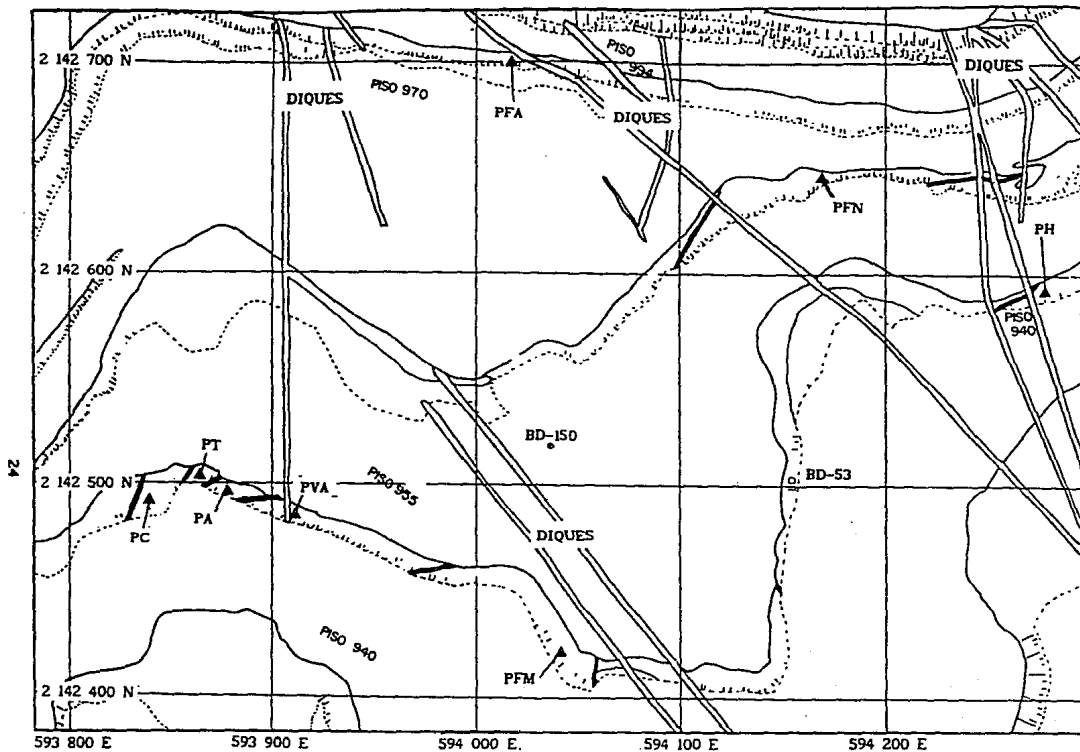


Figura 7.
Tajos de explotación en el área Chinforminazo Sur
y ubicación de los sitios con estudios paleomagnéticos.

10 metros

inclinación porque no estaban orientados ni se conocía la posición en la que se tomaron. Para las muestras de superficie se determinó la intensidad y la dirección del c.m.t. con respecto a las marcas de orientación.

TECNICAS DE DESMAGNETIZACION.

Las rocas de la corteza, además de su magnetización remanente primaria pueden adquirir otras magnetizaciones remanentes secundarias, que se suman a las primarias, de manera que la magnetización remanente natural medida es la suma de todas ellas. Por esto, es necesario separar las magnetizaciones secundarias de las primarias mediante técnicas de laboratorio.

La técnica de desmagnetización a la que se recurrió en este trabajo fue la de campos magnéticos alternos decrecientes (AF). La desmagnetización se realizó únicamente en muestras piloto en 11 etapas de 1.5 a 100 mT en un desmagnetizador Schondstedt AT triaxial.

El método consiste en ubicar la muestra en un espacio libre de campo magnético continuo y aplicarle un campo magnético alterno de una magnitud dada que se hace decrecer gradualmente hasta cero.

Los momentos magnéticos de los dominios magnéticos de las muestras cuyas fuerzas coercitivas sean iguales o menores al campo magnético inicial y cuyas magnetizaciones espontáneas sean paralelas al mismo, cruzarán barreras de energía y al no encontrar un campo unidireccional prevalectente se alinearán en oposición. Se tendrá entonces una magnetización resultante nula para dichos dominios.

El proceso se repite en etapas sucesivas con campos magnéticos alternos más intensos, hasta alcanzar campos suficientes para destruir las magnetizaciones remanentes secundarias. Después de cada etapa se mide la dirección e intensidad de la magnetización residual. Esta dirección se representa usando una proyección estereográfica, mientras que su intensidad normalizada (M_i/M_o , donde M_i es la intensidad en las diversas etapas y M_o es la intensidad antes de la desmagnetización) se representa en una gráfica cartesiana en función de la intensidad del campo magnetizante. (Valencio, 1980).

Las características de la curva representativa de la variación de la intensidad de la magnetización remanente residual en función de la intensidad del campo alterno desmagnetizante, definen el espectro de fuerzas coercitivas de los dominios magnéticos presentes en la muestra analizada.

Se efectuaron también mediciones de la adquisición de magnetización

remanente isotermal (MRI), que se realizó de 10 a 12 pasos hasta campos máximos de 0.2 T.

III.5 RESULTADOS.

La información que se obtuvo de las propiedades magnéticas de las rocas del distrito ferrífero de Peña Colorada, permiten inferir entre otras cosas, las características de los óxidos de fierro-titanio que contienen dichas rocas.

Para los tipos de roca, toba (PT), caliza (PC), andesita (PA) y hornfels (PH) (Tabla 1), la intensidad de la MRN es de valores bajos como era de esperarse por su poco contenido de minerales magnéticos; sin embargo para la andesita PVA, se observó un incremento, tanto en la intensidad de remanencia como en la susceptibilidad, debido a que la muestra se tomó cercana a un dique (Figura 7), en donde también hay mineralización aunque de menor importancia; esto provoca un aumento en la intensidad de la MRN y en la susceptibilidad.

En la Tabla 2, se observan para la intensidad de la MRN, valores altos de hasta 109089 (mA/m) para el mineral masivo normal indicando minerales magnéticos que no han sufrido gran alteración, ya que cuando éstos se alteran por efectos de oxidación o hidrotermalismo se observa un decremento en la intensidad de la MRN. Por ejemplo, el fierro normal PFN, el fierro amorfo PFA y el fierro con alteración hidrotermal PF, presentan valores de 19507 (mA/m) a 12807 (mA/m) respectivamente, el fierro normal es el menos afectado y el que más alta susceptibilidad presenta, mientras que la muestra PF tiene mayor contenido de minerales hidratados y menor intensidad de remanencia. Por otra parte, del estudio petrológico se observó para el mineral amorfo, gran cantidad de biotita que altera los cristales de titanomagnetita provocando incluso una disminución en la ley del mineral; lo que corresponde con la disminución de la intensidad de la MRN entre estos tres tipos de mineral de fierro.

De los datos de los barrenos 150 y 53 (Tabla 2) se observa que en el primero las intensidades más bajas se tienen a poca profundidad y a más de 90 m; mientras que para el barreno 53 las menores intensidades de MRN son las correspondientes a 16163 y 5600 (mA/m), a profundidades de 51.70 y 74.85 m respectivamente; para ambos barrenos dichas intensidades de MRN se asocian con el grado de alteración, en este caso traducido al contenido de biotita como producto de alteración hidrotermal.

TABLA 1. RESULTADOS DE MAGNETISMO DE ROCAS PARA MUESTRAS SUPERFICIALES DEL DISTRITO FERRIFERO PEÑA COLORADA, COLIMA.

SITIO No.	n/r	MRN (mA/m)	k ($\times 0.001$ SI)	Q	DENSIDAD (gr/cm ³)	TIPO DE ROCA
PT	5/0	0.50	0.23	0.06	2.52	TOBA.
PC	7/0	4.51	0.15	0.86	2.76	SKARN.
PA	4/1	63.86	0.46	4.05	2.65	ANDESITA SERICITIZADA.
PVA	5/1	930.52	40.73	0.67	2.74	ANDESITA CON CLORITA Y EPIDOTA.
PH	6/0	28.92	1.16	0.73	2.53	HORNFELS DE GRANATE.
PFN	9/1	19507.00	324.72	1.76	3.78	MENA DE FIERRO NORMAL CON CLORITA Y EPIDOTA.
PFA	8/0	15378.00	350.92	1.28	3.99	MENA DE FIERRO AMORFO CON CLORITA Y BIOTITA.
PF	7/0	12807.00	410.55	0.91	3.70	MENA DE FIERRO CON ALTERACION HIDROTHERMAL. MINERAL BRECHOIDE.

Nota: Coeficiente Königsberger (Q) = Magnetismo Remanente / Inducido.
 $H = 0.43$, $O_e = 34.22$ A/m. n/r: no. de muestras usadas / no. de muestras rechazadas, para el cálculo de los valores medios.

TABLA 2. RESULTADOS DE MAGNETISMO DE ROCAS PARA NUCLEOS DE BARRENOS DE DIAMANTE DEL DISTRITO FERRIFERO PEÑA COLORADA, COLIMA.

BARRENO 150

PROF. (m)	MRN (mA/m)	Q	k (x.001 SI)	DENSIDAD (gr/cm ³)	TIPO DE ROCA
24.00	458	0.21	65.09	2.90	HORNFELS EPIDOTIZADO.
56.60	2731	0.23	343.02	4.40	HORNFELS DE TEXTURA BRECHOIDE.
62.30	3516	0.70	146.49	4.60	MENA DE FIERRO CON CLORITA Y BIOTITA.
71.60	6870	0.69	291.16	4.50	MENA DE FIERRO CON CLORITA.
87.60	24815	2.02	358.28	4.80	MENA DE FIERRO CON CLORITA Y EPIDOTA.
90.60	106	0.32	9.82	3.01	HORNFELS EPIDOTIZADO.

BARRENO 53

20.20	38500	3.82	294.56	3.40	HORNFELS EPIDOTIZADO CON MINERAL DISEMINADO.
30.30	40430	3.96	298.20	4.40	MENA DE FIERRO CON CLORITA Y EPIDOTA.
51.70	16163	1.69	279.11	5.10	MINERAL MASIVO AMORFO CON BIOTITA.
60.20	109089	11.86	268.78	5.10	MINERAL MASIVO NORMAL CON CLORITA.
62.30	70090	6.41	319.47	4.70	MENA DE FIERRO MASIVO NORMAL CON CLORITA Y BIOTITA.
74.85	5600	0.53	310.57	3.50	MINERAL DISEMINADO NORMAL CON CLORITA.

Nota: Coeficiente Königsberger (Q) calculado con H = 34.22 A/m.
 $O_e = 34.22$ A/m.

Aunque para la muestra tomada a los 62.3 metros, se tiene mayor cantidad de biotita que para la muestra 74.85, (ambas del barreno 53) esta última presenta solamente mineral diseminado, sugiriendo menor cantidad de mineral de hierro y una disminución en el tamaño de grano que disminuye a su vez la susceptibilidad; el decremento en el contenido de mineral magnético provoca a su vez una reducción en la intensidad de la MRN.

Las direcciones de las muestras estudiadas en los diferentes sitios presentan polaridades tanto normales (Figuras 8 b, c, d, e, f.), inversas (Figuras 8h); y ambas (Figuras 8 a y g) indicando las últimas un posible evento de inversión del c.m.t., aunque para probarlo se necesita realizar un análisis de mayor cantidad de muestras.

Por otra parte, de los diagramas vectoriales (Zijderveld), que se utilizan para examinar la estabilidad de la dirección del vector magnético contra el campo alterno desmagnetizante (durante la desmagnetización por campos alternos), se presentan diferentes en cada sitio. Por ejemplo las Figuras 8 a-d que corresponden al mineral normal y amorfo, se tiene una componente poco afectada por componentes secundarias, igualmente para la Figura 8 f que corresponde a los hornfels asociados más cercanos a la mineralización. De las Figuras 8 e, g y h, se puede decir que el diagrama indica un efecto de alteración, que como respuesta tiene una gran variabilidad en las direcciones correspondientes a cada fase de desmagnetización sin mostrar una tendencia definida.

Este patrón, un tanto complejo, es ocasionado aparentemente por una componente primaria, posiblemente una magnetización termoremanente adquirida al formarse la roca, que es aquella marcada por la dirección más estable, y al menos dos componentes secundarias que pudieron ser originadas por procesos geológicos posteriores, tales como el metasomatismo y la alteración hidrotermal.

Una manera de hacer un análisis cualitativo del contenido mineralógico de una roca mediante el estudio de las propiedades magnéticas, es la observación de las curvas que se forman en las gráficas de magnetismo remanente isoterma (Caballero, 1989). Por ejemplo para las Figuras 9 a y b, se observan curvas características cuando se tiene un contenido mineral en el que predominan las titanomagnetitas, ya que su coercitividad es baja y saturan rápidamente a campos magnéticos bajos, la mayoría de las veces menor a los 150 mT. Por otra parte cuando se tiene en la mineralogía una predominancia de hematita cuya coercitividad es alta, la muestra no satura

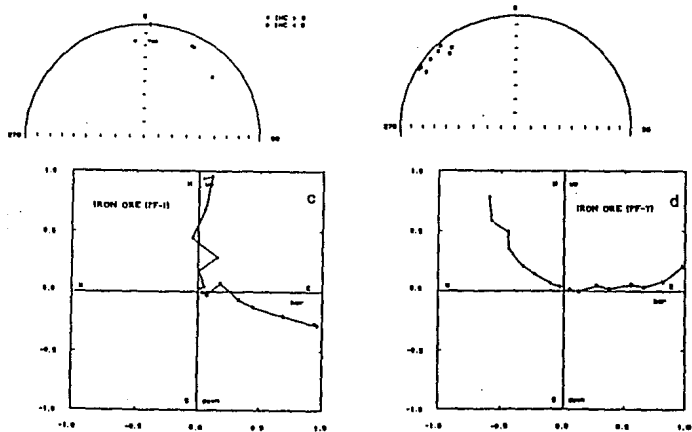
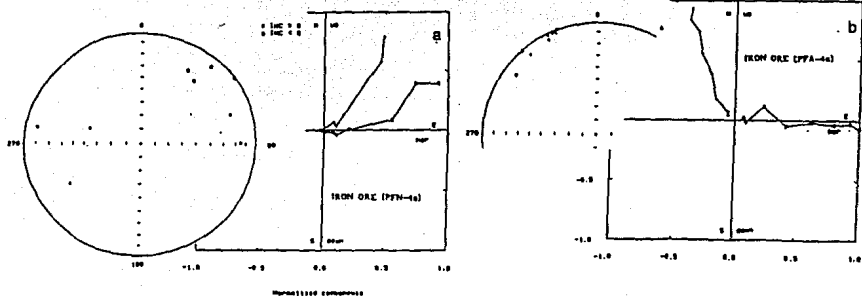


Figura 8 (a-d).

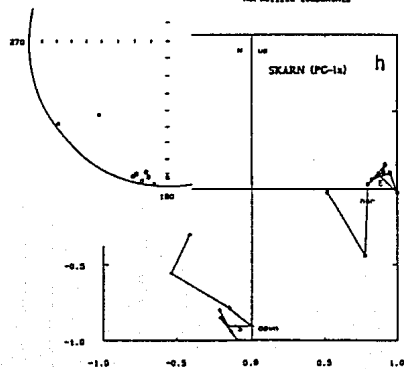
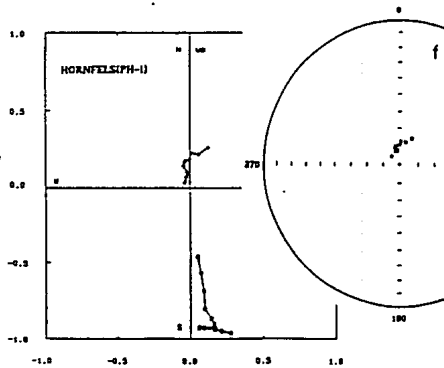
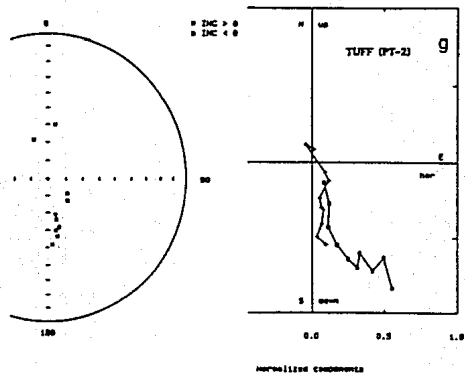
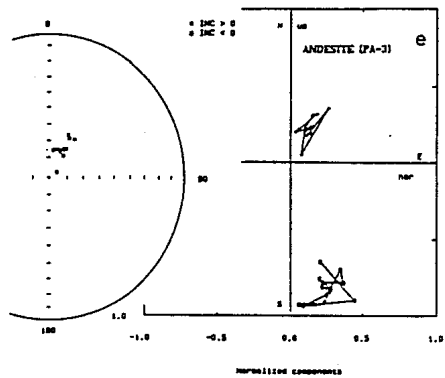
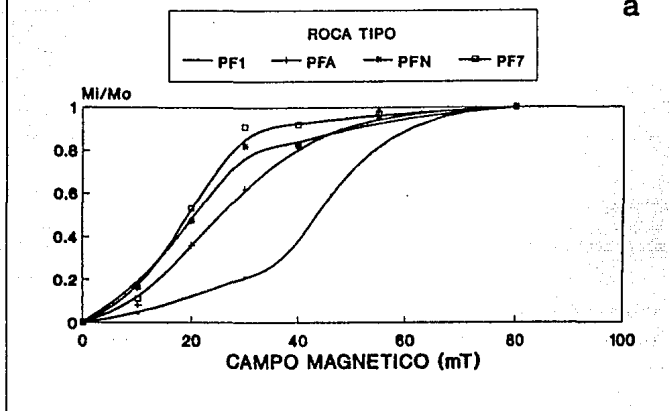
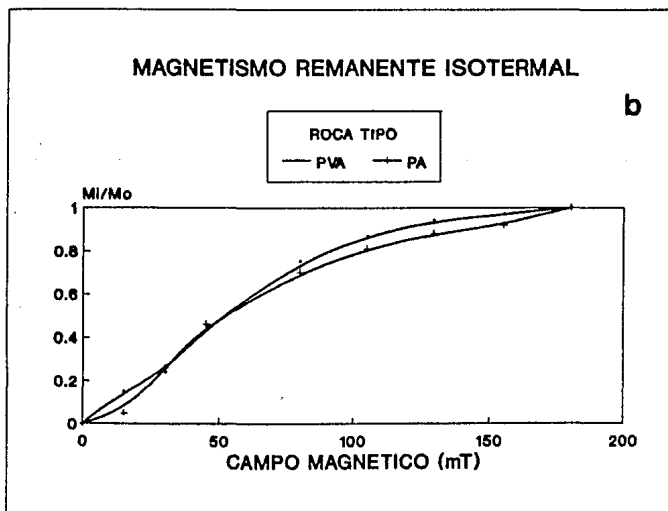


Figure 8 (e-h).

P. COLORADA, COLIMA
MAGNETISMO REMANENTE ISOTERMAL



Figuras 9 a y b.



fácilmente y describe una curva ascendente hasta llegar a los valores altos sin alcanzar la saturación.

En el caso de Peña Colorada, para la Figura 9a, las cuatro curvas son típicas de minerales de baja coercitividad, en este caso titanomagnetita con mayor contenido de magnetita principalmente, ya que se tienen campos de saturación bajos entre los 30 y 40 mT; contrariamente a la gráfica 9b, en donde las curvas para rocas andesíticas tienden a saturar en campos mayores de 150 mT debido a su menor contenido de magnetita y mayor de hematita.

Para las gráficas de intensidad normalizada (Figuras 10 a, b y c), se tienen curvas cuyas tendencias son características para las titanomagnetitas (Figura 10c), que se desmagnetizan en campos bajos de 1 a 5 mT, contrariamente a las curvas de las gráficas 10 a y b en diferentes litologías, en donde se tienen componentes de mayor estabilidad (alta coercitividad), correspondientes a rocas volcánicas, calizas y hornfels alteradas por diversos procesos como el metamorfismo de contacto y el hidrotermalismo. Para dichos diagramas de intensidad normalizada se usaron los siguientes pasos de desmagnetización: 1.5, 3.0, 5.0, 7.5, 10.0, 15.0, 20.0, 30.0, 40.0, 50.0, 70.0, 100.0 mT.

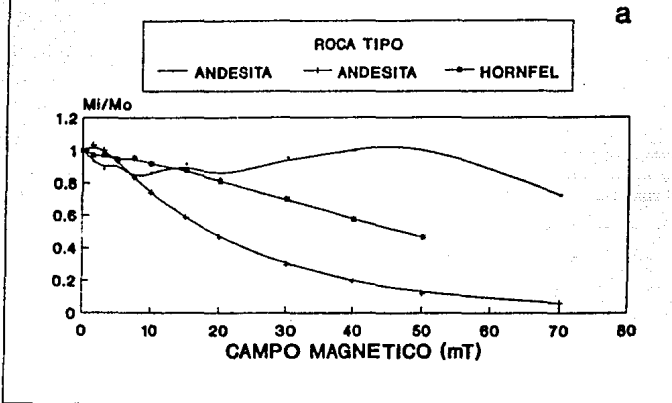
La muestra PA (andesita) presenta un valor de coeficiente Q de 4.05 (Tabla 1), y cuyo diagrama vectorial (Figura 8e) muestra una gran variabilidad en las direcciones correspondientes a cada fase de desmagnetización, posiblemente debido a que se tiene una componente primaria y al menos dos componentes secundarias.

Las muestras de los barrenos 150 y 53 presentan los valores más altos para Q; los valores más bajos de Q se obtuvieron de las rocas volcánicas, sedimentarias y metamórficas tomadas en superficie, y los más altos corresponden a los núcleos del barreno 53 y a las muestras de mineral de mena.

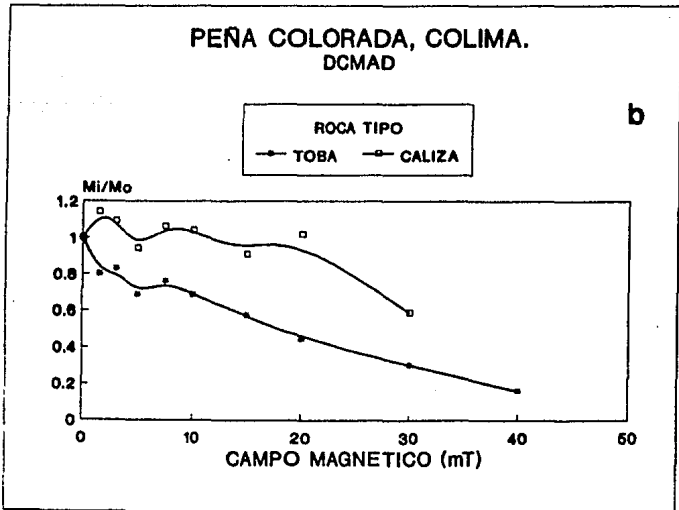
Las Figuras 11 a y b muestran la relación que guardan entre sí las diferentes propiedades petrofísicas estudiadas para los núcleos de barrenos, para el 150 se observa una buena correlación entre los valores de intensidad de MRN, Q y densidad, lo que es de esperarse por el hecho de que los óxidos de Fe-Ti tienen mayores densidades, indicando en este caso un mayor contenido de minerales magnéticos en las muestras con densidades más altas.

Algunos investigadores como Henkel (1977), Lapointe et al. (1986), Harding et al. (1988), han usado los parámetros anteriores para

PEÑA COLORADA, COLIMA.
 DESMAGNETIZACION POR CAMPOS MAGNETICOS
 ALTERNOS DECRECIENTES



Figuras 10 a y b.



PEÑA COLORADA, COLIMA.
DCMAD

C

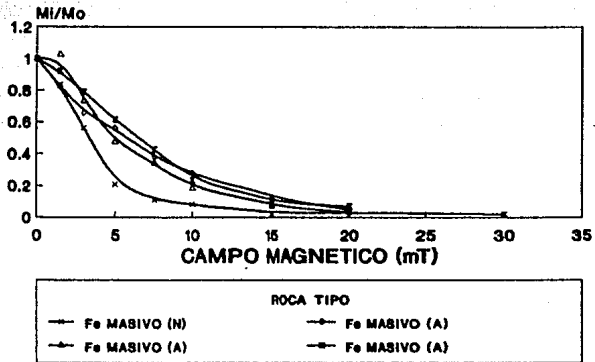
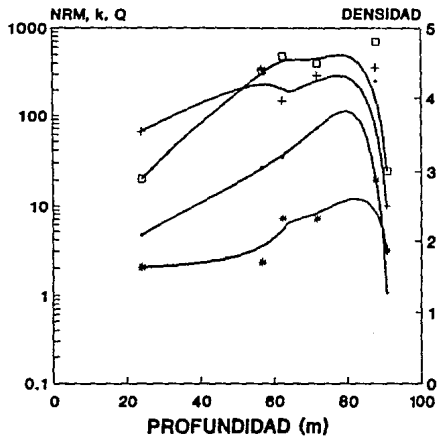
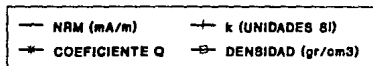


Figura 10 c.

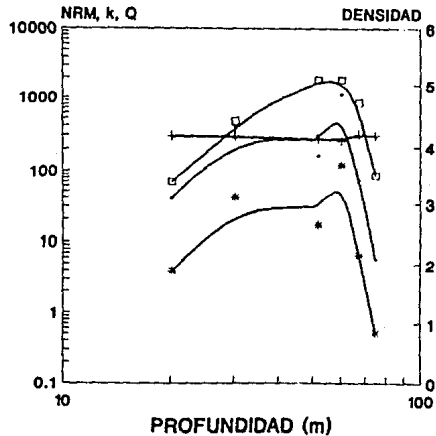
PEÑA COLORADA, COLIMA.
BARRENO DE DIAMANTE 150



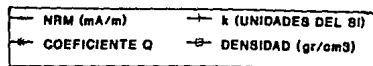
a



PEÑA COLORADA, COLIMA.
BARRENO DE DIAMANTE 53



b



Figuras 11 a y b.

caracterizar tipos de roca e inferir procesos que actuaron sobre la composición mineral, así como para postular zonas de fractura, intemperismo y alteración.

En el distrito ferrífero de Peña Colorada, se caracterizaron las litologías presentes mediante el uso de los parámetros magnéticos de las rocas. Así se distinguieron rocas con un gran contenido de minerales magnéticos, otras con menor cantidad (p. ej. muestra PVA), y otras más que casi no los presentan (como algunas muestras superficiales). Todo esto mediante el análisis de las densidades, la intensidad de la MRN, y la susceptibilidad.

Mediante el estudio de las curvas que describen las gráficas de magnetización remanente isoterma y de intensidad normalizada que definen las fuerzas coercitivas de los minerales, es posible inferir cualitativamente, a los minerales de la serie de la titanomagnetita con coercitividad de menos de 100mT, y a los de las ilmenohematitas con coercitividad más altas, observando que sólo se presentan las primeras para las muestras de mineral de mena.

Con estos estudios también se identificó el grado de alteración de las rocas, como es el caso de las muestras PFA (hierro amorfo) y PFN (hierro normal).

Como se mostrará a continuación, todos estos resultados son un ejemplo de la correlación que se puede hacer de los datos paleomagnéticos y de los petrológicos, ya que todas las características anteriores para las muestras de roca se comprobaron mediante los estudios mineralográficos y petrológicos, obteniéndose mejores resultados a mayor número de muestras analizadas.

IV. MINERAGRAFIA.

IV.1 INTRODUCCION.

El estudio de los minerales magnéticos es importante para reconocer a los minerales que son portadores de la magnetización remanente natural en las rocas, para así definir si tal magnetización es contemporánea a la formación de las rocas (primaria) o si fué adquirida posteriormente a su formación.

Como se explicó en el capítulo III.2, los minerales magnéticos pueden tener dominios magnéticos múltiples o simples; estos últimos sólo son observables con ayuda de microscopio electrónico y son los que contribuyen mayormente con la magnetización remanente natural, sin embargo en rocas con la mayoría de sus componentes minerales con estado magnético multidominio, éstos contribuyen también aunque en menor proporción que los de estado magnético monodominio a la magnetización remanente natural y por eso es importante su estudio. En los yacimientos ferríferos se tiene este caso, en donde la mayoría de los minerales magnéticos son de tipo multidominio.

En el estudio mineragráfico se analizó el tipo de textura que presentan los óxidos de Fe-Ti, ya que son características para dichos minerales y denotan el grado de oxidación que presenta el yacimiento. La oxidación es uno de los parámetros más importantes que modifican la mineralogía magnética. Además afecta a las propiedades magnéticas como la intensidad de remanencia, la susceptibilidad, la temperatura de Curie y la coercitividad, lo que implica variaciones en el registro paleomagnético, por tanto es de gran importancia conocer el grado de oxidación que se presenta en el yacimiento, así como las alteraciones que ha sufrido y considerarlo en la interpretación de los datos paleomagnéticos.

Existen varias técnicas que permiten identificar a los minerales magnéticos tales como:

Técnicas directas.

- a) Técnicas con microscopio (luz reflejada y microscopio electrónico).
- b) Análisis químicos.

Técnicas indirectas.

- a) Remanencia isothermal.
- b) Histéresis magnética y espectro de coercitividades.
- c) Temperatura de Curie.
- d) Susceptibilidad.

En este trabajo sólo se emplean las técnicas a) de microscopio con luz reflejada (minerografía) para el estudio de minerales opacos, y con luz paralela (petrografía microscópica) para el estudio de minerales translúcidos como auxiliar del primero. También se emplearon las técnicas de remanencia isoterma y susceptibilidad comentadas en el capítulo III.4.

Se estudiaron en total 21 láminas delgadas y 18 superficies pulidas correspondientes a muestras del mineral, y de las rocas asociadas al yacimiento, colectadas en superficie y de núcleos de barrenos, los resultados petrográficos se muestran en las Tablas 3, 4 y 5.

IV.2 LOS MINERALES MAGNETICOS.

Como ya se dijo en el capítulo III.2 los minerales se dividen según su comportamiento con respecto al c.m.t. en tres categorías:

en diamagnéticos: p. ej. cuarzo, feldespato, granate etc.

paramagnéticos: p. ej. pirita, biotita, piroxenos, olivino etc.

y ferromagnéticos: p. ej. magnetita, hematita, maghemita etc. que fueron los que se estudiaron en este trabajo.

LOS OXIDOS DE Fe-Ti.

De la mayoría de las rocas de la corteza terrestre, aquéllas capaces de guardar memoria del c.m.t. son las que están compuestas por óxidos de hierro y titanio. Según la clasificación de Buddington y Lindsley (1964), del diagrama ternario $\text{FeO-TiO}_2\text{-Fe}_2\text{O}_3$ (Figura 12), se reconocen tres series principales de óxidos de hierro-titanio: Las titanomagnetitas de sistema cúbico, las ilmenohematitas de estructura romboédrica y las pseudobrookitas de estructura ortorrómbica. Estas series a temperaturas superiores a la temperatura de exsolución se presentan como soluciones sólidas únicas, mientras que a temperaturas inferiores, los distintos componentes de las series (fases) tienden a separarse.

Así por ejemplo el término "magnetita titanífera" designará un mineral cuya composición es principalmente magnetita, la cual contiene titanio en solución sólida o como fases incluidas.

Otro mineral que presenta magnetismo es la pirrotita (sulfuro de Fe) que también se encuentra en el yacimiento pero en poca cantidad.

Del estudio minerográfico el principal objetivo era reconocer a los minerales portadores de la magnetización, así como su grado, tipo de oxidación y tamaño de cristales con el objeto de relacionar los resultados observados con los datos paleomagnéticos.

TABLA 3. RESULTADOS PETROGRAFICOS PARA MUESTRAS SUPERFICIALES DEL DISTRITO FERRIFERO PEÑA COLORADA, COLIMA.

MUESTRA	DESCRIPCION
PA	ANDESITA DE TEXTURA FANERITICA, CON ALTERACION PROPILITICA; REEMPLAZAMIENTO DE PLAGIOCLASAS POR AUGITA. SE OBSERVAN CALCITA Y SERICITA.
PVA	ANDESITA CON ALTERACION HIDROTHERMAL, CON CALCITA, CLORITA Y EPIDOTA. CONTIENE MINERALES OPACOS EN UN 10 % APROXIMADAMENTE.
PC	SKARN.
PT	TOBA LITICA.
PH	HORNFELS DE GRANATE.
PFB	MENA DE FIERRO DE TEXTURA BRECHOIDE, CON CLORITA Y EPIDOTA COMO MINERALES SECUNDARIOS.
PFA	MENA DE FIERRO TIPO AMORFO, CON BIOTITA Y CLORITA COMO MINERALES SECUNDARIOS.
PFN	MENA DE FIERRO TIPO NORMAL, CON CLORITA Y CALCITA COMO MINERALES SECUNDARIOS.

TABLA 4. RESULTADOS PETROGRAFICOS PARA LAS MUESTRAS DE NUCLEO DE BARRENO DE DIAMANTE NO.53 DEL DISTRITO FERRIFERO PEÑA COLORADA. COLIMA.

MUESTRA	DESCRIPCION
B53 20.25	HORNFELS CON CALCITA, CLORITA Y EPIDOTA COMO MINERALES DE ALTERACION DE LAS PLAGIOCLASAS. APATITA COMO MINERAL ACCESORIO.
B53 30.30	MENA DE FIERRO CON TEXTURA FLUIDAL Y CON ALTERACION A BIOTITA.
B53 51.70	MINERAL MASIVO AMORFO, CON BIOTITA Y CLORITA.
B53 60.20	MINERAL MASIVO NORMAL, CON CLORITA.
B53 67.20	MENA DE FIERRO NORMAL, CON CLORITA. APATITA COMO MINERAL ACCESORIO.
B53 74.85	MENA DE FIERRO NORMAL DISEMINADO, CON CLORITA Y EPIDOTA. APATITA Y ESFENA COMO MINERALES ACCESORIOS.

TABLA 5. RESULTADOS PETROGRAFICOS PARA LAS MUESTRAS DE NUCLEO DE BARRENO DE DIAMANTE NO. 150 DEL DISTRITO FERRIFERO PEÑA COLORADA, COLIMA.

MUESTRA	DESCRIPCION
B150 24.00	HORNFELS DE CUARZO-FELDESPATO, CON ESFENA Y APATITA COMO ACCESORIOS.
B150 56.60	HORNFELS CON TEXTURA BRECHOIDE, INTENSAMENTE ALTERADA; CON BIOTITA, CLORITA Y EPIDOTA.
B150 62.30	MENA DE FIERRO NORMAL MASIVO CON CLORITA Y BIOTITA.
B150 71.60	MENA DE FIERRO NORMAL MASIVO, CON CLORITA, EPIDOTA Y BIOTITA EN POCA CANTIDAD, GRANATE COMO MINERAL ACCESORIO, CON ALTERACION A CLORITA EN LOS BORDES.
B150 87.60	MENA DE FIERRO NORMAL MASIVO, CON CLORITA, BIOTITA Y EPIDOTA EN POCA CANTIDAD.
B150 90.60	SKARN EPIDOTIZADO.

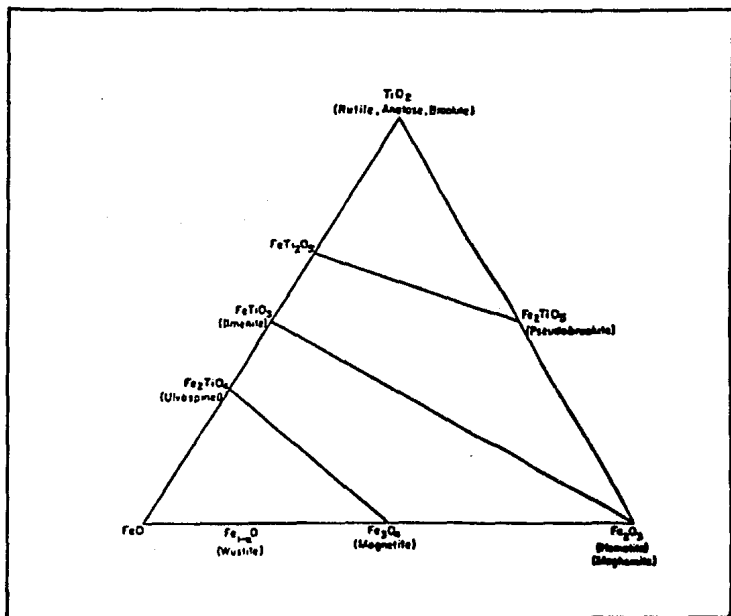


Figura 12.
Series de óxidos de Fe-Ti.
(Tomado de Buddington y Lindsay, 1964).

PARAGENESIS DE OXIDACION.

Los óxidos consisten de ilmenita y espinela. Las espinelas se subdividen en espinelas de cromo y espinelas de Fe-Ti. Estas últimas se subdividen a su vez en el sistema magnetita-ulvöespinela. Las primeras en formarse son las cromo-espinelas, después se forman las espinelas de Fe-Ti seguidas de ilmenita o cristalizando juntamente con ella.

Oxidación de ulvöespinela-magnetita.

La titanomagnetita que pertenece al sistema cúbico ulvöespinela-magnetita, se puede oxidar por dos mecanismos para producir ilmenita-hematita romboédrica:

- a) Oxidación a bajas presiones y temperatura entre 400 y 600 °C.
- b) Oxidación a bajas o moderadas presiones y temperatura mayor a 600 °C, con la formación directa de ilmenita-hematita.

La oxidación por el mecanismo b) da como resultado relaciones texturales típicas (Haggerty 1976), conocidas como intercrecimientos de ilmenita en titanomagnetita. Estas texturas de acuerdo a la clasificación de Buddington y Lindsley (1964) son:

1) Textura tipo Trellis. Son intercrecimientos de ilmenita dentro de magnetita a manera de láminas que se concentran a lo largo de fracturas o en los límites de los granos de magnetita.

2) Textura tipo Sandwich. Ocurre principalmente entre granos de magnetita intercrecidos con otros de hematita a manera de bandas en los límites de la magnetita.

3) Textura Compuesta. Es una combinación de las texturas anteriores.

ESTADOS DE OXIDACION.

Se utilizó la clasificación de Haggerty (1976) para distinguir los estados de oxidación. Cada etapa va precedida de la letra C (cúbico) o R (romboédrico) dependiendo del sistema al que pertenezca la mineralogía predominante (titanomagnetita cúbica o ilmenita romboédrica).

La clasificación es como sigue:

Estado C1. Se distingue porque lo constituyen cristales homogéneos de magnetita.

Estado C2. Se presentan cristales de magnetita intercrecidos con muy pocos cristales de ilmenita o hematita.

Estado C3. Se observa mayor cantidad de cristales de hematita e ilmenita en solución sólida con la magnetita.

Estas reacciones representan estados mayores de oxidación

progresivamente; teniéndose para el estado C1 oxidación de bajo grado y para los estados C2 y C3 temperaturas mayores a los 600 °C dando lugar a oxidación deutérica o de alta temperatura.

Se tienen otras formas texturales que también ocurren a más de 600 °C, en las cuales se observan pseudomorfismos de rutilo, titanomagnetita y pseudobrookita, para diferentes fugacidades de oxígeno. En general, la oxidación de alta temperatura es mayor a 600 °C y la de baja temperatura es menor a 200 °C. La primera ocurre durante la consolidación y enfriamiento del magma formándose las texturas de exsolución (trellis, sandwich y compuesta); mientras que la segunda se desarrolla en las últimas etapas de enfriamiento y durante el intemperismo, dando lugar a la formación de titanomaghemitas (maghemitización) junto con la reducción de volumen y pérdida de hierro en algunos casos.

La oxidación de baja temperatura se nota por la presencia de diversas fracturas concoidales que se asocian al cambio de volumen de los minerales magnéticos cuando se oxidan, a medida que dichas fracturas aumentan en cantidad se incrementa el grado de oxidación (de baja temperatura), y se puede llegar a un reemplazamiento de titanomagnetita por minerales no opacos. También cambia el color de los minerales se torna más brillante, la temperatura Curie aumenta y el material no opaco que reemplaza a la titanomagnetita original indica la migración de los cationes de fierro fuera de los minerales magnéticos (Johnson 1978).

Cabe mencionar que las observaciones de los párrafos anteriores fueron efectuadas principalmente en rocas basálticas (Herzog et al., 1988; Johnson op. cit., 1978) y en rocas intrusivas (Hall, 1977). Para este trabajo se tomaron como referencia tales estudios ya que también se encuentran en este lugar rocas intrusivas y volcánicas, pero hay que considerar que en el distrito de Peña Colorada, las rocas han sufrido un fenómeno de metamorfismo de contacto y alteración hidrotermal que cambió sus características originales.

El incremento de la oxidación ocasiona un reemplazamiento de la titanomagnetita original por otra menos magnética o por minerales no magnéticos originando una disminución en la intensidad del MRN y en la susceptibilidad. También puede ser que este efecto se deba a las variaciones en el volumen total de la titanomagnetita o a otros factores como las variaciones en el tamaño de grano de los minerales magnéticos.

HIDROTHERMALISMO.

Otro proceso que influye de manera importante en los óxidos de Fe-Ti es el hidrotermalismo. En el yacimiento este fenómeno es evidente, ya que está ligado a la formación de minerales como epidota, biotita, clorita, y arcillas. De las observaciones petrológicas se constata que el evento hidrotermal es posterior a la mineralización de fierro, ya que afecta a las rocas encajonantes y a los mismos minerales económicos. Sulfuros como pirita y calcopirita tienen posiblemente el mismo origen. Las texturas más abundantes en las muestras estudiadas son los intercrecimientos de titanomagnetita en pirita, la cual tiende en ocasiones a reemplazar casi por completo a la titanomagnetita.

Los diversos estudios hechos por Hall (op. cit.), Fujimoto (1989), y Herzog (op. cit.), entre otros, establecen que las titanomagnetitas que sufrieron alteración hidrotermal presentan las siguientes características:

1) Separaciones ópticamente visibles por colores de contraste entre esfena, anatasa y rutilo. El rutilo y la esfena existen como producto de alteración de los óxidos de Fe-Ti y se observan como pequeños puntos o compuestos laminares.

2) En el proceso hidrotermal, la titanomagnetita se transforma en magnetita pobre en titanio.

3) No se observan intercrecimientos de ilmenita laminar y las titanomagnetitas son de textura homogénea.

4) No ocurre la maghemita y la hematita es rara.

5) Las titanomagnetitas primarias son parcial o totalmente transformadas a pirita o hematita en las rocas intensamente alteradas.

Los procesos anteriores pueden deberse al intercambio de Fe-Ti que ocurre entre la titanomagnetita encajonante y la ilmenita laminar para producir magnetita pura, rutilo y esfena. El calcio y la sílice son introducidos por el flujo hidrotermal, para formar minerales como rutilo, esfena o anatasa.

En general, para las muestras del distrito, la titanomagnetita se encuentra de manera homogénea sin intercrecimientos de ilmenita. Es de color gris claro, en tamaños variables de 4 hasta más de 20 μ m, en ocasiones fracturada o en textura brechoide y generalmente intercrecida con pirita; en el caso del fierro amorfo con biotita en los bordes de la titanomagnetita, ocasionando una disminución en la ley del mineral.

De las características texturales que se presentan para rocas con

oxidación de alta temperatura (oxidación deutérica), oxidación de baja temperatura y de alteración hidrotermal, se observó lo siguiente:

Primeramente no se presenta ningún tipo de textura de exsolución (intercrecimientos de ilmenita laminar), el mineral de mena que predomina es la titanomagnetita. En la muestra PH (hornfels) se observan las características de una alteración hidrotermal donde minerales posiblemente anatasa y esfena se observan como pequeños puntos (Fotomicrografía 1) que se ven de color más claro (anatasa) y más oscuro (esfena). No se observa maghemitización (formación de maghemita durante la oxidación de baja temperatura). La hematita es escasa, aparece raramente en muestras del barreno 53 a los 30.30 y a los 60.20 metros. La textura que predomina son los intercrecimientos de pirita en la titanomagnetita y la homogeneidad de los cristales en la titanomagnetita. En ocasiones la titanomagnetita presenta inclusiones de minerales no opacos (apatita).

Se concluye que el estado de oxidación presente en la mina es de grado C1 con incipiente C2. No se presentan características de una oxidación de alta temperatura, es evidente un proceso hidrotermal que altera tanto a las rocas encajonantes como a los minerales económicos, siendo por lo tanto posterior a la mineralización.

En el capítulo IV.3 se incluyen las fotomicrografías con las características representativas de los óxidos de Fe-Ti del distrito, así como una descripción breve de cada una.

MINERALES DE RENDIMIENTO ECONOMICO.

Los minerales de mena económicamente explotables se conocen como normal y amorfo, con un contenido promedio de hierro del 65% y 55% respectivamente. Ambos presentan estructura compacta y textura que varía de afanítica a fanerítica de grano fino y con colores de pardo rojizo a negro.

La magnetita es el mineral principal que forma la mena aunque se tienen impurezas de cuarzo, apatita, feldespato potásico y pirita. Como minerales secundarios se encuentran biotita, clorita, epidota y arcillas.

Es de particular importancia analizar el origen de la disminución en el contenido de hierro al pasar de mineral normal a mineral amorfo. En la mina hay una gran cantidad de mineral amorfo y es necesario mezclarlo con mineral masivo para poder cumplir con el porcentaje de mineral (60%) requerido en la planta de beneficio; por tal motivo hubo la necesidad de explorar mineral en su forma masiva normal.

Esta disminución en la ley tiene una fuerte relación con la presencia

de minerales secundarios de origen hidrotermal (biotita y clorita) que alteran a la magnetita principalmente en sus bordes cristalinos.

LA IMPORTANCIA DE LA BIOTITA.

La biotita juega un papel importante en la determinación de la cantidad de magnetita que se puede formar durante el emplazamiento magmático y durante el metamorfismo.

Wones y Eugster (1965) establecen que la biotita que cristaliza de un magma puede seguir dos tendencias: una rica en fierro y otra rica en magnesio, dependiendo de las condiciones de la fugacidad del oxígeno durante el enfriamiento.

La tendencia en fierro representa un magma saturado en agua durante la cristalización y enfriamiento, el cual reacciona cediendo hidrógeno al medio ambiente, manteniéndose constante la fugacidad de oxígeno, con cambios ligeros en la razón $Fe/(Fe+Mg)$ de las biotitas que cristalizan de la fusión. Los productos de cristalización final serán biotitas ricas en magnesio y cantidades considerables de magnetita.

La tendencia en magnesio representa un magma con bajo contenido de agua dando como producto final la cristalización de la biotita rica en Fe, más otros ferromagnesianos y muy poca magnetita.

Debido a que las biotitas y otros silicatos atrapan al fierro de los óxidos durante la cristalización, las rocas con grandes cantidades de biotita u hornblenda son deficientes en magnetita (Grant, 1984). Una biotita de fierro se forma alrededor de los 500 °C por la adición de aluminio y potasio al sistema Fe-Ti-Si-O. Otras condiciones que tienden a destruir la magnetita son la cloritización y el metasomatismo.

La existencia de concentraciones distintas de mineral de fierro en el yacimiento, pueden deberse a la presencia de las dos tendencias mencionadas, originadas principalmente por la diferencia en las fugacidades de oxígeno y por la variación en el contenido de agua disponible durante la cristalización y enfriamiento del magma.

Lo anterior es cuando se habla de la biotita primaria, pero también es importante considerar la composición de la roca encajonante, el grado de metamorfismo y la alteración hidrotermal sufrida por la roca; dichos fenómenos pueden destruir a la magnetita primaria formando minerales secundarios como la biotita, y por lo tanto el origen de ésta puede ser casi totalmente secundario, provocando así una disminución de la ley del mineral que ya estaba formado.

IV.3 DESCRIPCION DE SUPERFICIES PULIDAS.

Las siguientes fotomicrografías son representativas de las características minerográficas del yacimiento de Peña Colorada de las cuales lo más sobresaliente son los efectos del hidrotermalismo. Enseguida se describen brevemente.

Fotomicrografía 1.

Tomada con objetivo 32x de inmersión en aceite y filtro verde. Muestra PH. Localidad: Chinforinazo Sur. Skarn con magnetita (Mt) alterada en color gris claro, que da lugar a la formación de pequeños puntos claros de anatasa y oscuros de esfena como productos de alteración hidrotermal. Debido a la textura que presenta la muestra de mano (lustrosa y de color verde) se le denomina hornfel.

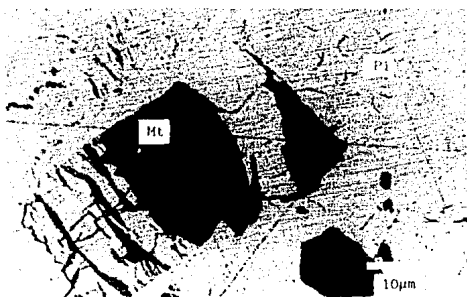
Fotomicrografía 2.

Tomada con objetivo 20x de inmersión en aceite y filtro verde. Muestra del barreno 53 a una profundidad de 30.30m. Intercrecimientos de magnetita (Mt) en piritita (Pi). Un rasgo notable son las inclusiones de minerales translúcidos (clorita y epidota) dentro de la magnetita.

Los cristales de piritita tienen un tamaño mayor a 30 μm . En esta muestra se encontraron también cristales de apatita y gran alteración de la magnetita a minerales como clorita, blotita y epidota.

Fotomicrografía 3.

Tomada con objetivo 20x de inmersión en aceite y filtro verde. Muestra PFB. Localidad: Chinforinazo Sur. Magnetita de textura brechoide de grano fino producto de hidrotermalismo. El color negro corresponde a calcita, feldepatos potásicos, clorita y epidota. Otro efecto de la alteración hidrotermal es la oxidación que presenta la piritita en la muestra.



4



5



6

Fotomicrografias.

Fotomicrografía 4.

Tomada con objetivo 20x de inmersión en aceite y filtro verde. Muestra del barreno 53 a una profundidad de 30.30m. Intercrecimiento de pirita en magnetita. Se observa un relicto de cristal de magnetita (color negro) reemplazado por pirita (gris claro).

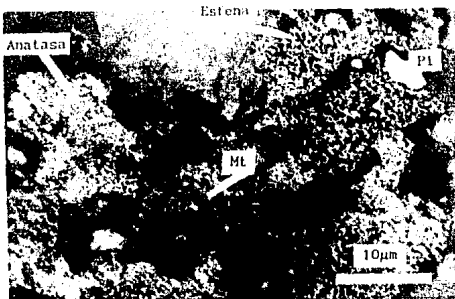
Fotomicrografía 5.

Tomada con objetivo 20x de inmersión en aceite y filtro verde. Muestra del barreno 150 a una profundidad de 56.60m. Intercrecimiento de magnetita y pirita en donde la magnetita se encuentra fragmentada, diseminada y en tamaños menores a $10\mu\text{m}$ en una matriz de biotita, epidota y clorita.

La muestra se encuentra altamente alterada y deformada, se colectó cerca de la zona de skarn.

Fotomicrografía 6.

Tomada con objetivo 20x de inmersión en aceite y filtro verde. Muestra del barreno 150 a una profundidad de 87.60m. Pirita en color gris claro y magnetita en color gris oscuro, ambas dentro de una textura fluidal. En los bordes de la magnetita se observan clorita y epidota como productos de alteración.



1



2



3

Fotomicrografías.

V. DISCUSION DE RESULTADOS.

Del análisis minerográfico realizado se encontró que los minerales portadores de la magnetización, son los correspondientes a la serie de la titanomagnetita con mayor contenido de magnetita. Se observó muy poca hematita dentro del mineral de mena, más no se descarta su existencia como producto de alteración. No se observaron intercrecimientos de ilmenita y hematita con las titanomagnetitas, manifestadas por las texturas tipo compuesto, trellis y sandwich.

El proceso hidrotermal que tuvo efecto en el yacimiento, así como el grado de oxidación C_1 de acuerdo a la clasificación de Haggerty (1976) y el metamorfismo de contacto sufrido por las rocas, dió lugar a texturas brechoides y alteración de la titanomagnetita, que a su vez tuvo efectos en la susceptibilidad, la intensidad de la remanencia, la coercitividad etc.

De las características texturales observadas tales como la falta de intercrecimientos de ilmenita laminar, la homogeneidad en los cristales de magnetita, los intercrecimientos de pirita en la magnetita; así como el gran contenido de epidota, biotita y clorita definen que el principal fenómeno que afecta al yacimiento es el hidrotermalismo.

Por otro lado, del estudio paleomagnético se observa (por el análisis cualitativo de las curvas de magnetización remanente isoterma), que la mineralogía predominante es titanomagnetita que satura en campos bajos y describe una curva característica diferente de aquella que se produce cuando en la mineralogía existe hematita o bien rocas alteradas, cuya saturación ocurre a campos muy altos (o bien no satura) debido a su alta coercitividad. Lo anterior fue corroborado en el estudio minerográfico.

En cuanto a las propiedades magnéticas medidas se observan variaciones en los valores de intensidad de MRN, de susceptibilidad, y del coeficiente Königsberger (Q), lo que refleja cambios en el contenido de titanomagnetita, efectos de oxidación de bajo grado y alteración hidrotermal, así como variación en el tamaño de grano.

Para el mineral amorfo y normal se observaron diferentes tamaños de cristales; además, el mineral amorfo presenta mayor grado de alteración respecto al normal debido a una variación en el contenido de magnetita cuando se tiene mayor cantidad de clorita, biotita, epidota y pirita.

VI. CONCLUSIONES.

El origen del yacimiento está relacionado con la intrusión de un cuerpo de composición granodiorítica en una secuencia vulcano-sedimentaria del Albiano-Cenomaniano, el cuál originó un proceso de metasomatismo de contacto que provocó la mineralización.

El mineral de mena está constituido principalmente por magnetita de textura homogénea, con un estado de oxidación C1 a C2 de bajo grado y de alta temperatura.

Los tamaños de grano son de más de $4\mu\text{m}$, lo que sugiere una predominancia de minerales con estado magnético de dominios múltiples.

Se observaron principalmente efectos de alteración hidrotermal representados por la existencia de minerales como epidota, biotita y clorita y también por la transformación de magnetita a minerales no opacos como esfena, anatasa y hematita, aunque en cantidades mínimas.

El yacimiento en general sufrió oxidación de alta temperatura de bajo grado provocada posiblemente por el metamorfismo de contacto y alteración hidrotermal; lo anterior se refleja en los datos de magnetismo de rocas, observandose por ejemplo, en los diagramas de magnetización remanente isotermal, curvas características de rocas que han sufrido diversas alteraciones y presentan alta coercitividad. Por otra parte, se observan decrementos en los valores de la susceptibilidad magnética debido a la disminución de tamaño de grano, disminución en la intensidad de saturación de la magnetización y aumento en la coercitividad (para rocas alteradas).

De lo anterior se concluye que el correcto análisis de los datos paleomagnéticos constituye una herramienta de utilidad para el estudio de los yacimientos ferríferos, cuya mineralogía predominante la constituyen los óxidos de Fe-Ti principales portadores de la magnetización y por lo tanto los que más influyen en el registro paleomagnético.

Por otro lado, para llevar a cabo un estudio genético del yacimiento, además de los estudios mineragráficos, petrológicos y de paleomagnetismo, es necesario hacer análisis geológicos y estructurales a detalle; sin embargo en este caso se lograron resultados satisfactorios de correspondencia entre las propiedades y las características físicas de rocas, mediante el paleomagnetismo y la mineragrafía sin llegar a profundizar en la génesis del yacimiento.

Los datos paleomagnéticos son importantes también en la interpretación de datos magnetométricos, principalmente en anomalías con una fuerte desviación de la dirección del campo geomagnético presente, lo que implica una fuerte contribución del magnetismo remanente natural y no únicamente del inducido como se considera en la mayoría de los casos; por tanto es importante el estudio de los óxidos de Fe-Ti en la exploración mineral.

Finalmente se recomienda hacer un muestreo y estudio intensivo de las propiedades magnéticas con un mejor control estratigráfico y estructural, con el objeto de obtener mejor información geológica que sea de utilidad en la exploración del yacimiento, ya que al considerar un depósito mineral como un fenómeno natural excepcional, el conocer las condiciones geológicas y físico-químicas particulares que favorecieron la concentración del mineral ayudará a localizar otros depósitos cuando se tengan condiciones similares; de ahí la importancia de continuar con este tipo de estudios.

APENDICE.

UNIDADES MAGNETICAS.

SI y emu.

Los dos sistemas más importantes de unidades magnéticas son el sistema de unidades electromagnéticas (emu) y el sistema internacional (SI). La diferencia fundamental entre ellos se encuentra en el número de "cantidades básicas" que cada sistema usa.

El sistema emu usa solamente tres cantidades básicas: masa, longitud y tiempo. Las unidades para esas cantidades básicas y sus abreviaciones internacionalmente aceptadas son el centímetro (cm), el gramo (g), y el segundo (s).

En el sistema internacional o SI, hay cuatro cantidades básicas: masa (m), longitud (l), tiempo (t), y corriente eléctrica (I). Resultando algunas cantidades, tales como el campo magnético, con diferentes valores y dimensiones en los dos sistemas (ver Tabla 6). Las unidades para las cantidades básicas y sus abreviaciones son el metro (m), kilogramo (kg), segundo (s), y ampere (A). El ampere está definido en términos de las otras tres unidades como la corriente que crea una fuerza de 2×10^{-7} newtons (N) por metro de longitud cuando pasa en dos cables infinitamente delgados y paralelos en el vacío, separados un metro. Esta definición podría ser interpretada para dar al (ampere)² o A², las dimensiones del Newton son: $1N = 1kgm/s$, sin embargo el ampere es tomado como una cantidad básica, con su propia dimensión independiente, mientras que μ_0 está dado en las dimensiones de N/A^2 .

El sistema SI es el más usado. Como se observa no se puede convertir de uno a otro al dar a A² las dimensiones de N como se describió.

Tabla 6.
Sistemas de unidades SI y emu.

Quantity	Symbol	Name	SI Units		emu Units			Conversion
			Abbrev	Dimensions	Name	Abbrev	Dimensions	
Dipole moment ¹	(<i>M</i>) ²	(1) ampere m ² (2) tesla m ²	A m ² T m ²	A m ² A ⁻¹ kg m ² s ⁻²	maxwell cm = gauss cm ²	(1) Mx cm = G cm ²	(1) g ^{1/2} cm ^{5/2} s ⁻¹ (μ ^{1/2})	(1) 1 A m ² = 10 ³ G cm ² (2) 1 T m ² = 10 ¹⁰ G cm ²
Electric current	<i>I</i>	ampere	A	A	abampere	—	g ^{1/2} cm ^{1/2} s ⁻¹ (μ)	1 A = 0.1 abampere
Intensity of magnetization ¹	(<i>J</i>)	(1) ampere/m (2) tesla	A m ⁻¹ T	A m ⁻¹ A ⁻¹ kg s ⁻²	gauss	G	g ^{1/2} cm ^{-1/2} s ⁻¹ (μ ^{1/2})	(1) 1 A m ⁻¹ = 10 ⁻³ G (2) 1 T = 10 ⁴ G
Magnetic field strength	<i>H</i>	—	A m ⁻¹	A m ⁻¹	oersted	Oe	g ^{1/2} cm ^{-1/2} s ⁻¹ (μ ^{-1/2})	1 A m ⁻¹ = 4π10 ⁻³ Oe
Magnetic flux	Φ	weber	Wb = V s	A ⁻¹ kg m ² s ⁻²	maxwell	Mx = G cm ²	g ^{1/2} cm ^{1/2} s ⁻¹ (μ ^{1/2})	1 Wb = 10 ⁸ Mx
Magnetic Induction	<i>B</i>	tesla or weber/m ²	T or Wb m ⁻²	A ⁻¹ kg s ⁻²	gauss	G	g ^{1/2} cm ^{-1/2} s ⁻¹ (μ ^{1/2})	1 T = 10 ⁴ G = 10 ⁴ Mx cm ⁻² 1 nT = 1 γ = 10 ⁻³ G
Magnetic permeability	μ	—	NA ⁻² = Hm ⁻¹	A ⁻² kg m s ⁻²	—	—	1 or G/Oe	1 H m ⁻¹ = 10 ⁷ /4π G/Oe
Magnetic susceptibility	χ	none (see text)	—	—	—	—	—	1 SI = 1/4π emu

¹ There are two possibilities for *M* and *J*. The first (1) defines a dipole in terms of current in a loop; it is becoming more common. The second defines it in terms of a dipole moment. The units are different.

² Symbols in parentheses have not been adopted internationally.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

Alva-Valdivia, L., 1987. Paleomagnetismo y magnetismo en la exploración de yacimientos de fierro en la márgen continental sur de México. Tesis M. en C. Facultad de Ciencias, UNAM.

Alva-Valdivia, L., 1991. Paleomagnetismo, magnetometría, minerografía y propiedades petrofísicas de yacimientos de fierro del sur de México. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias, UNAM.

Alva-Valdivia, L., Urrutia-Fucugauchi J., Böhnel H., Morán-Zenteno D. J., 1991. Aeromagnetic anomalies and palaeomagnetism in Jalisco and Michoacán, southern México continental margin. In: P. Wasilewski and P. Hood (Editors), Magnetic Anomalies-Land and Sea. Tectonophysics, 192: 169-190.

Böhnel, H., Negendank, J.F.W. and Urrutia-Fucugauchi, J., 1988b. Palaeomagnetism and ore petrology of three Cretaceous-Tertiary batholiths of southern Mexico. N. Jb. Geol. Palaont. Mh, H2: 97-127.

Buddington, A.F., Lindsley, D.H., 1964. Iron-Titanium Oxide Minerals and Synthetic Equivalents: Journ. of Petrology, vol. 5, no. 2, p. 310-357.

Caballero, M. C., 1989. Geología y anisotropía magnética del Jurásico Continental del área de Huajuapán de León Petlalcingo, en los estados de Oaxaca y Puebla. Tesis M. C. (Geología) U.N.A.M. Facultad de Ciencias.

Campa, M. F., Campos M., Flores R., Oviedo R., 1974. La secuencia mesozoica volcánico-sedimentaria metamorfozada de Ixtapan de la Sal, México-Teloloapan, Guerrero. Bol. Soc. Geol. Mex., 35, 7-28.

Campa, M. F., y Coney, P. J., 1983. Tectono-estratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. Can. J. Earth Sci., 26, 1040-1051.

Campa, M. F. y Ramírez, J., 1979. La evolución geológica y la metalogénesis del noroccidente de Guerrero. Universidad Autónoma de Guerrero, Serie Técnico Científica, No. 1, 100 pp.

Chappel, B. W. and White, A. J. R., 1974. Two contrasting granite types. Pac. Geol., 8: 173-174.

Coney, P. J., 1983. Un modelo tectónico de México y sus relaciones con América del Norte, América del Sur y El Caribe. Rev. Inst. Mex. del Petróleo, 15, 6-15.

Contreras-Tebar, D. F. y Ramírez-Cruz, L. C. 1985. Estudio paleomagnético y magnetométrico en el área Agua de Obispo-Tierra Colorada, Edo. de Gro., México, Tesis, Univ. Nac. Auton. de México, México, D.F.

Fries C., 1961, Bol. no.60, Inst. de Geol. pp.44.

Fujimoto, K. and Kikawa, E., 1989. Alteration of titanomagnetites and its related magnetic properties in the Noya Geothermal area, central Kyushu, Japan. *J. Geomag. Geoelectr.*, 41, 39-64.

Grant, F. S., 1985. Aeromagnetism, Geology and Ore Environments, I. Magnetite in Igneous, Sedimentary and Metamorphic Rocks: an overview: *Geoexploration*, vol. 23, pp. 303-333.

Haggerty, S. E., 1976. Oxidation of Opaque Mineral Oxides in Basalts, in: *Oxide Minerals, Reviews in Mineralogy*, vol. 3, edited by D. Rumble, Min. Soc. Am., Washington, D.C.

Hall, J. M., y Fisher, B. E., 1987. The characteristics and significance of secondary magnetite in a profile through the dike component of the Troodos, Cyprus, ophiolite. *Can. J. Earth Sci.*, 24, 2141-2159.

Harding, K. L., Morris, W. A., Balch, S. J., Lapointe, P., and Latham, A. G., 1988. A comparison of magnetic character and alteration in three granite drill cores from eastern Canada. *Can. J. Earth Sci.*, 25, 1141-1150.

Henkel, H., 1976. Studies of density and magnetic properties of rocks from northern Sweden. *Pageoph*, 114, 235-249.

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., 1977. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Min. Geol.*, 27: 293-305.

Johnson, H. P. and Hall, J. M., 1978. A detailed rock magnetic and opaque mineralogy study of the basalts from the Nazza Plate. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 52, 45-64.

Lanuza, C. J. y Colín, T. O., 1987. Avance en la exploración de hierro en Peña Colorada. AIMMGE, XVII, Conv. Nal. Memoria, Trabajos Técnicos. Tomo I: Geología, pág. 168-195.

Lapointe, P., Morris, W. A., and Harding, K. L., 1986. Interpretation of magnetic susceptibility: a new approach to geophysical evaluation of the degree of rock alteration. *Can. J. Earth Sci.*, 23, 393-401.

Mendoza-Díaz, V. H., 1990. Reconstrucción geoquímica sobre la relación mena-ganga realizada en el yacimiento Peña Colorada Colima. Tesis Ing. Geol. IPN. ESIA.

Monod, O., Lapierre, H., Chiodi, M., Martínez Reyes, J., Calvet, P., Ortiz, L. E., and Zimmermann, J. L., 1990. reconstitution d'un arc insulaire intra-océanique au Mexique central: la séquence volcanico-plutonique d'arc de Guanajuato (Crétacé Inférieur): *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 310, série II, pp. 45-51.

- Morán-Zenteno, D. J., 1986. Geología de la República Mexicana. INEGI.
- Morán-Zenteno, D. J., 1991. Investigaciones isotópicas de Rb-Sr y Sm-Nd en rocas cristalinas de la región de Tierra Colorada-Acapulco-Cruz Grande, Estado de Guerrero. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias, UNAM.
- Morris, W.A., Lapointe, P., Balch, S. J., and Balch, K.L., 1985. On the use of magnetic parameters for the quantitative evaluation of alteration in fracture zones of massive rock plutons. Earth Physics Branch, Energy, Mines and Resources Canada, Open File 84-20, Canada.
- Ortiz, L. E., Yta, M., Talavera, O., Lapiere, H., Monod, O., and Tardy, M., 1991. Origine intra-océanique des formations volcano-plutoniques d'arc du Jurassique Supérieur-Crétacé Inférieur du Mexique centro-méridional: C. R. Acad. Sci., Paris, 305, série II, pp. 1093-1098.
- Pantoja-Alor, J., 1983. Geocronometría del magmatismo Cretácico-Terciario de la Sierra Madre del Sur. Soc. Geol. Mex. (abstract), XLIV: 29.
- Pantoja-Alor, J. y Estrada-Barraza, S., 1986. Estratigrafía de los alrededores del Encino, Jalisco. Bol. Soc. Geol. Mexicana; 47, No. 1, 1-16.
- Park, J. K., 1983. Paleomagnetism for Geologist. Geoscience Can. vol. 10 no 4.
- Pineda, R. A., López, M. H., y Peña. B. A., 1969. Estudio geológico-magnetométrico de los yacimientos ferríferos de Peña Colorada, Municipio de Minatitlán, Colima. CRNNR, Bol. No. 77.
- Schaaf, P., 1990. Isotopengeochemische Untersuchungen an Granitoiden Gesteinen eines aktiven Kontinentalrandes. Alter und Herkunft der Tiefengesteinenskomplexe an der Pazifikküste Mexikos zwischen Puerto Vallarta und Acapulco. Inaugural-Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades der Fakultät für Geowissenschaften der Ludwig-Maximilians Universität, München., 202 pp.
- Sillitoe, R. H., 1972. Relation of metal provinces in western America to subduction of the oceanic lithosphere. Geol. Soc. Am. Bull., 83: 813-818.
- Stacey, J. A. and Banerjee, S. K., 1974. Physical principles of rock magnetism, Dev. of Solid Earth Geophys., vol. 5, Elsevier, New York.
- Takahashi, M., Aramaki, S. and Ishihara, S., 1980. Magnetite series/ilmenite series vs. I-type/S-type granitoids. Mining Geol. Spec. Issue, no. 8 13-28.
- Tardy, M., Lapiere, H., Boudier, J. L., Yta, M. and Coulon, Ch., 1991. The Late Jurassic-Early Cretaceous arc of western Mexico (Guerrero terrane); origin and geodynamic evolution. Pachuca, Hidalgo, Instituto de Geología, UNAM; Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, UAH, Sociedad Mexicana de Mineralogía, Convención sobre la Evolución Geológica de México, Memoria (Resúmenes), 213-215.

Urrutia-Fucugauchi, J., 1977. Importancia del magnetismo remanente en la interpretación de anomalías magnéticas. Bol. Asoc. Mex. Geof. Expl. 18(4), 83-116.

Urrutia-Fucugauchi, J., 1980. Paleomagnetic studies of Mexican rocks. Ph D. Thesis, Univ. Newcastle upon Tyne, U. K., 689 pp.

Urrutia-Fucugauchi, J. y Jurado-Chichay, Z., 1989. Paleomagnetic correlation and dating of mineralization and intrusive events. Earth Planet. Inter., 55: 65-78.

Urrutia-Fucugauchi, J., Negendank, J. F. W. and Bönhel, H., 1984. Paleomagnetic, rock-magnetic, ore microscopy and SEM studies of intrusive igneous bodies from southern Mexico. Eos Trans. Am. Geophys. Union, 65, p. 86.

Urrutia-Fucugauchi, J. y Valencio, D., 1986. Paleomagnetic Study of Mesozoic rocks from Ixtapan de la Sal, Mexico. Geofis. Int., 25, 485-502.

Valencio, D. A., 1980. El magnetismo de las rocas. Ed. EUDEBA.

Vega-Carrillo J.J., 1991. Paleomagnetismo y minerografía del yacimiento de hierro El Encino, Jalisco. Tesis Ing. Geol. Fac. Ing. U.N.A.M.

Wones, D. R. and Eugster, H. P., 1965. Stability of biotite: experiment, theory, and application. Am. Mineral., 50, 1228-1272.

Zenteno-Zuñiga, E. A., 1984. Interpretación de anomalías aeromagnéticas en la región sur de Michoacán, México. Tesis, Univ. Nac. Auton. Mex., México, D. F.