



UNIVERSIDAD DE GUANAJUATO

CAMPUS GUANAJUATO

DIVISION DE INGENIERIAS

DEPARTAMENTO DE MINAS, METALURGIA Y GEOLOGIA

**“ Paleomagnetismo y Magnetoestratigrafía
de la Formación Atzompa: Lechos Rojos
del Cretácico Inferior de la Sierra
del Tentzo, Puebla.”**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE

INGENIERO GEOLOGO

PRESENTA:

ROSARIO ADRIANA RODRIGUEZ RODRIGUEZ

ENERO DEL 2015



UNIVERSIDAD DE GUANAJUATO

Campus Guanajuato

División de Ingenierías

Departamento en Minas, Metalurgia y Geología



**“Paleomagnetismo y Magnetoestratigrafía de la Formación
Atzompa: Lechos Rojos del Cretácico Inferior de la Sierra
del Tentzo, Puebla.”**

TESIS

Que para obtener el grado de

Ingeniero Geólogo

Presenta

Rosario Adriana Rodríguez Rodríguez

Enero, 2015.

AGRADECIMIENTOS.

Primeramente agradezco a la vida y a Dios por permitirme llegar a este momento.

También agradezco al Dr. Roberto Stanley Molina Garza por darme la oportunidad de colaborar en su equipo de trabajo y llevar a cabo esta investigación. Sin él esto no hubiera sido posible. Gracias Dr. por todo el apoyo y asesoría brindada durante el tiempo del presente trabajo.

Al Dr. Raúl Miranda Avilés por resolver mis dudas cuando era necesario.

A la M.C María Isabel Sierra, por todo el apoyo brindado, por estar al pendiente de que todo estuviera en tiempo y forma. Gracias infinitas.

Al Dr. Tim Lawton, por todas las enseñanzas y buenas aventuras en campo.

Al técnico y personas que colaboran en el laboratorio de Paleomagnetismo de Rocas 1 y a todos aquellos que hicieron más amena mi estancia en el Centro de Geociencias.

Gracias infinitas a mi Madre Loreto y a mis hermanos Mayeni, Anastasio, Lili y Paloma, por apoyarme en todo, por estar ahí siempre y dejarme ser yo misma. Y por supuesto a mi Padre también, gracias. Gracias a mi abuela Natalia que estuvo apoyándome físicamente cuando yo descubrí el gusto por la Geología, ahora sé que ella sigue conmigo en todo lugar y momento.

Agradezco también a la familia Muñoz Pérez y Olivares Escobar por aguantarme en sus casas más de cuatro años de la licenciatura. Fueron y siguen siendo de gran apoyo.

Gracias a mis profesores de licenciatura. En especial a la Dra. Puy Alquiza por ayudarme a forjarme un carácter y alentar mis ganas a superarme.

Un agradecimiento especial al Dr.-profesor Rizo Carmona.

Gracias a Asael Olivares por ser pieza importante durante estos seis años. Agradezco también a mis amigos-compañeros de licenciatura y de la vida, a Victoria Gómez, Roció Márquez, Viri Torres, Luis Santiago, Donaji Ponce, Belza Torres, Denise Dávila, Julio Méndez, Mayra González, Nina Nina, Diana García, Violeta Nava, Ale y Martha R. Ramos, Sandra del Rosario, a ellos y a todos los que no alcance a mencionar aquí, muchas gracias.

La familia es donde la vida comienza y donde el amor nunca termina.

CONTENIDO

LISTA DE FIGURAS

RESUMEN

CAPÍTULO 1. GENERALIDADES. -----	1
1.1 Ubicación y rutas de acceso.-----	1
1.2 Objetivo.-----	2
1.3 Metas.-----	2
1.4 Marco Geológico.-----	3
1.4.1 Geología regional.-----	3
--Terreno Mixteco.-----	3
--Complejo Acatlán.-----	3
--Formación Olinalá y la Cubierta del Paleozoico Superior.-----	4
-- Grupo Tecocoyunca y Cobertura Sedimentaria del Jurásico.-----	5
-- Formación Zicapa (Ki Cgp Cz).-----	6
--Formación Morelos.-----	7
--Formación Mexcala.-----	8
--Grupo Balsas.-----	8
--Formación Cuernavaca.-----	9
1.4.2 Geología local.-----	10
--Complejo Acatlán.-----	10
--Capas Rojas o Lechos Rojos de la Formación Atzompa.-----	11
--Calizas de Cuenca del Aptiano Superior.-----	12
--Calizas Plataforma del Albiano-Cenomaniano.-----	12

CAPÍTULO 2. MARCO TEÓRICO SOBRE MAGNÉTISMO TERRESTRES. -----	13
2.1 Historia del magnetismo.-----	13
2.2 Campo magnético terrestre.-----	15
--Dipolo geocéntrico axial.-----	16
--Tipos de Polos.-----	17
2.3 Origen del campo magnético.-----	18
2.4 Variación secular.-----	19
2.5 Principios Básicos de Geomagnetismo.-----	19
2.5.1 Generalidades.-----	19
--Campo magnético (H).-----	19
--Momento magnético (M).-----	19
--Intensidad de magnetización (J).-----	20
--Susceptibilidad (X).-----	20
--Permeabilidad magnética (μ_0).-----	20
--Inducción magnética (B).-----	20
2.5.2 Propiedades magnéticas de los materiales.-----	21
--Diamagnetismo.-----	22
--Paramagnetismo.-----	22
--Ferromagnetismo.-----	22
--Antiferromagnetismo y ferrimagnetismo.-----	23
2.5.3 Dominios magnéticos.-----	23
--Dominio sencillo (DS).-----	23
--Dominio múltiple (DM).-----	24
--Dominio pseudo-sencillo (PSD).-----	24

--Dominio superparamagnetico (SPD).-----	24
--Ciclo de Histéresis.-----	24
2.6 Paleomagnetismo.-----	26
2.6.1 Tipos de magnetización.-----	26
--Magnetización remanente termal (TRM).-----	26
--Magnetización remante química (CRM).-----	26
--Magnetización remante deposicional (DRM).-----	26
--Magnetización remanente isothermal (IRM).-----	27
--Magnetización remanente viscosa (VRM).-----	27
--Magnetización remanente natural (NRM).-----	27
2.7 Magnetoestratigrafía.-----	28
CAPÍTULO 3. MÉTODOS. -----	30
3.1 Métodos en campo de muestras para obtener datos paleomagnéticos.-----	30
--Muestreo.-----	30
--Orientación in-situ y extracción de muestras.-----	30
3.2 Métodos en laboratorio.-----	31
--Preparación de muestras.-----	31
--Medición de NRM.-----	32
--Métodos de desmagnetización.-----	32
--Diagramas de Zijderveld.-----	34
3.3 Proceso de datos paleomagnéticos.-----	35
--Estadística de Fisher.-----	35
3.4 Métodos para la obtención de la columna estratigráfica.-----	37
3.5 Petrografía de láminas de areniscas.-----	39

CAPÍTULO 4. RESULTADOS Y INTERPRETACIÓN. -----	40
4.1 Desmagnetización e interpretación paleomagnética.-----	40
4.2 Columna estratigráfica.-----	45
4.2.1 Descripción gráfica de la columna.-----	50
4.3 Magnetoestratigrafía y tasa de sedimentación.-----	54
4.4 Resultados petrográficos.-----	56
CAPITULO 5. CONCLUSIONES. -----	58
REFERENCIAS. -----	59

LISTA DE FIGURAS

- Fig. 1.1 Fotografía satelital donde se muestra la localización del área de estudio. Tomada de Google Earth. -----2
- Fig. 1.4.2 Mapa geológico-estructural de la Sierra del Tentzo. Modificado de (Monroy y Sosa, 1984). -----10
- Fig. 2.1 El mejor ajuste del dipolo geocéntrico inclinado se muestra en la sección transversal meridional a través de la Tierra. Se describen las diferencias angulares entre los polos magnéticos y polos geomagnéticos; también se muestra una comparación esquemática del ecuador geomagnético y el ecuador magnético. Modificada de (McElhinny, 1973). (Butler, 1992). -----14
- Fig. 2.2a Representación gráfica de las componentes del campo magnético. Como se puede ver la declinación D , es el azimut entre el norte geográfico y el meridiano magnético, es decir, el ángulo entre el norte y la proyección horizontal del vector magnético F , mientras que la inclinación I es el ángulo que hay entre el vector magnético F y el plano que conforma la horizontal. -----16
- Fig. 2.2b Modelo del dipolo geocéntrico axial. (Butler, 1998). -----17
- Fig. 2.3 Modelo de un dinamo auto-excitado. El disco hecho de un material conductor rota sobre un eje que transporta corriente eléctrica. Esto da a lugar la generación un campo magnético que produce un movimiento de rotación sobre el disco del material conductor. Así mismo el campo magnético que actúa sobre la bobina produce a su vez una corriente eléctrica que alimenta al eje que transporta esta corriente, por esta razón se menciona que un dinamo auto-excitado produce la propia energía que le permite funcionar (Butler, 1992) -----18
- Fig. 2.5.3 Muestra el ciclo de Histéresis para partículas con dominio sencillo SD. (Butler, 1998). -----25
- Fig. 2.6.1 Muestra las principales causas del pDRM, flujos turbulentos, flujo laminar, bioturbación (influencia de organismos), etc. (Tauxe, 2005). ----- 27
- Fig. 3.1a Fotografía de perforadora portátil con la cual se obtuvieron los núcleos.-----31
- Fig. 3.1b Fotografía del dispositivo orientador utilizado en el presente trabajo.-----31
- Fig. 3.2a Fotografía de cortadora utilizada en el presente trabajo.-----32

Fig. 3.2b Fotografía de los especímenes marcados adecuadamente, listos para medirse en el magnetómetro.-----	32
Fig. 3.2c Fotografía del magnetómetro de giro JR-5.-----	34
Fig. 3.2d Fotografía del desmagnetizador por campos alterno.-----	34
Fig. 3.2e Fotografía del desmagnetizar térmico.-----	34
Fig. 3.2f Imagen del diagrama que permite visualizar el vector a través de las proyecciones ortogonales (3D) en un esquema (2D). Los círculos (abiertos) corresponden a la proyección.-----	35
Fig. 3.4.a Fotografía de brújula para indicar el rumbo a seguir el levantamiento de la columna estratigráfica, además de medir datos estructurales sobresalientes del afloramiento.-----	37
Fig. 3.4b Fotografía donde se observa utilizando la Bara de Jacob.-----	37
Fig. 3.5 Fotografías del microscopio de luz transmitida, con él se hizo el análisis y conteo de puntos de las tres laminas delgadas del presente trabajo.-----	39
Fig. 4.1a Diagrama d Zijderveld resultante de la muestra ST10BZ, que permite visualizar el vector de las tres componentes obtenidas de las desmagnetizaciones de las limolitas y areniscas finas de la Formación Atzompa (3D) en un esquema (2D). Se puede observar la componente de baja T (0°-200°) y la desmagnetización de alta T (200°-610°).-----	40
Fig. 4.1b Diagrama de Zijderveld resultante de la desmagnetización térmica de la muestra ST12AZ, se observa la componente de baja T (0°-300°) y la componente de alta T (300°-610°).-----	41
Fig. 4.1c Red de proyección de igual-área de las muestras ST, donde la dirección in-situ promedio de la componente características es de $D=301.6^\circ$ e $I=-41.6^\circ$.-----	42
Fig. 4.1d Red de proyección de igual-área que muestra las direcciones observadas en los 15 de los 17 sitios. Donde al NW tienen una media de $D=317.1^\circ$ e $I=-40.6^\circ$ y los sitios al ESE tiene una media de $D=104.8^\circ$ e $I=40.0^\circ$.-----	43
Fig.4.1e Muestra la red de proyección de igual-área al corregir la dirección estructural de las capas, pues estas están volcadas en un pliegue anticlinal recumbente, se obtuvieron datos de $D= 339.8^\circ$ y $I=17.4^\circ$.-----	43

Fig. 4.1f Red de proyección de 9 de los 15 sitios seleccionamos, donde se hizo el cálculo de la media de la formación de las capas rojas, eliminando sitios donde se obtuvieron menos de dos direcciones estables y eliminando también lo sitios con dispersión muy alta. La media de los sitios seleccionados es de $D=334.8^\circ$ e $I=24.3^\circ$.-----	44
Fig. 4.1g Imagen de tabla representando los resultados estadísticos de los datos paleomagnéticos de la Formación Atzompa calculados de acuerdo a (Fisher, 1995).-----	45
Fig. 4.2a Fotografía a base de la columna donde se observan fragmentos del Acatlán.----	47
Fig. 4.2b Fotografía que muestras las Capas rojas- Fm Atzompa, de coloración pardo-rojiza que meteorizan a pardo, intercaladas con estratos o paquetes de estratos de lutitas color rojizo que meteorizan a pardo.-----	47
Fig. 4.2c Fotografía que muestra el afloramiento del conglomerado masivo en la Sierra del Tentzo.-----	48
Fig. 4.2d Fotografía donde se observan los afloramientos de calizas intercaladas con lutitas pardas-verdes.-----	48
Fig. 4.2e. Fotografía de una caliza mundstone masiva con casi 8 de fósiles. Se observan claramente bivalvos de 15 mm. -----	49
Fig. 4.2f Fotografía de capas de caliza casi verticales de 50 cm de espesor con abundantes fragmentos de fósil. -----	49
Fig. 4.2g Fotografía de calizas nodulares.-----	49
Fig. 4.2h Fotografía de caliza con galerías fósiles muy bien detallas.-----	50
Fig. 4.2.1a Imagen que muestra la leyenda de la columna estratificada, y también muestra la base de la columna estratigráfica.-----	51
Fig. 4.2.1b Imagen donde se sigue con la descripción gráfica de la columna estratigráfica de los Lechos Rojos de la Fm. Atzompa, aquí empieza la descripción de las Capas Rojas. -52	52
Fig. 4.2.1c Imagen que muestra la continuación de la descripción de la columna estratigráfica (continuación y techo de capas rojas y 200 metros de calizas de cuenca).--	53
Fig. 4.3a Imagen que muestra la litología y magnetoestratigrafía de la Fm. Atzompa. Polaridad magnética obtenida de las capas rojas correlacionada con la escala de polaridad geomagnética global (Gradstein, 2004).-----	54

Fig. 4.3b Imagen donde se muestra la relación entre Ma (X) y metros depositados (Y). Con esto se pudo calcular la tasa de sedimentación máxima. Se muestra también la comparación de la secuencia local de polaridad magnética obtenida en el Perfil de la Formación Atzompa en la Sierra del Tentzo con la escala de polaridad geomagnética global (Gradstein, 2004).-----55

Fig. 4.4a Imagen que muestra el diagrama ternario (Folk, 1980) para la clasificación de las areniscas finas de la Sierra del Tentzo.-----56

RESUMEN.

La Sierra del Tentzo se localiza al sur de la Faja Volcánica Transmexicana FVTM, en la parte NE de la Cuenca del Río Balsas, en el municipio de Huehuetlán el Grande en el estado de Puebla y marca el límite septentrional de los afloramientos del Terreno Mixteco. En la Sierra del Tentzo afloran rocas del Complejo Acatlán del Paleozoico Temprano, que está cubierto por una secuencia de Lechos Rojos de la Formación Atzompa del Aptiano Inferior. Sobreyaciendo concordantes afloran Calizas de cuenca a lo largo del flanco sur de la Sierra y se le asigna una edad del Aptiano Superior y Calizas de Plataforma que se encuentran en la cúspide del Tentzo del Cretácico Medio.

Se levanto una columna estratigráfica de aproximadamente 1700 metros de la Formación Atzompa. Así mismo se obtuvieron muestras de areniscas rojas de grano fino y limolitas rojas, esto con el fin de obtener datos paleomagnéticos. Se muestrearon 17 sitios distribuidos de forma continua en un espesor de 400m, donde se obtuvieron 115 especímenes.

La desmagnetización por campos alternos de las capas rojas de la Formación Atzompa permitió inferir que la magnetización característica reside en hematita, y es de intensidad baja (10^{-4} A/m) y normalmente consiste de dos componentes, y de algunas muestras se obtuvieron 3 componentes. La temperatura baja de desbloqueo tiene una dirección (*in situ*) hacia el oeste-noroeste o noroeste con inclinación negativa. La componente característica de alta temperatura está definida entre los 425° y 610° ; en algunos casos la componente característica no está bien definida por la presencia de magnetización secundarias o por la baja intensidad del NRM. Por ellos los ajustes lineales al diagrama de Zijderveld para calcular la dirección de la componente característica producen valores MAD entre 5° y 15° . Si el valor MAD excedía 15° la muestra era descartada. La componente de baja temperatura está dirigida al sur y es de inclinación negativa.

Se observa también magnetización característica que tiene una dirección hacia el sureste o este-sureste (*in-situ*) con inclinación positiva, es decir, antipodal. La dispersión dentro de un sitio es relativamente alta, con valores de k generalmente menores a 40 y valores de α_{95} entre 15° y 20° , lo que atribuye a la baja intensidad y la relativamente baja calidad del registro paleomagnético que permitió aislar una magnetización característica en solo 2 o 3 muestras por sitio.

La magnetización característica se definió en al menos una muestra en 15 de los 17 sitios muestreados. La dirección *in-situ* promedio de la componente característica de estas muestras es de $D=301.6^{\circ}$ e $I=-41.6^{\circ}$ ($n=15$, con un intervalo de confianza $\alpha_{95}=12.5$ y $k=10.3$). Los sitios con dirección al NW tienen una media de $D=317.1^{\circ}$ e $I=-40.6^{\circ}$; $\alpha_{95}=18.3^{\circ}$

y $k=8.9$; donde los sitios al ESE tiene una media de $d=104.8^\circ$ e $I=40.0^\circ$; $\alpha_{95}=13.7^\circ$ y $k=24.9$. Las direcciones son antipodales con una prueba positiva, aunque de tipo C por la dispersión de los grupos de direcciones.

Al corregir la dirección estructuralmente, ya que las capas están volcadas en un pliegue anticlinal recumbente, se obtuvieron datos de $D=339.8^\circ$ y $I=17.4^\circ$ ($n=15$, $\alpha_{95}=12.5$ y $k=10.3$). Se seleccionaron 9 sitios para el cálculo de la media de la formación, eliminando sitios donde se obtuvieron menos de dos direcciones estables y eliminando también los sitios con dispersión muy alta. La media de los sitios seleccionados es de $D=334.8^\circ$ e $I=24.3^\circ$ ($n=9$, $\alpha_{95}=14.1^\circ$ y $k=14.2$). La dispersión entre sitios indica una desviación angular estándar de 21.6° que juntos con la presencia de ambas polaridades sugiere que la variación secular está promediada en la media.

La magnetización se interpreta como anterior al plegamiento, ya que la dirección *in situ* no corresponde a una dirección esperada para el Cretácico o para un tiempo más joven que éste. La magnetización característica se interpreta además como una magnetización primaria, adquirida durante el depósito o cercanamente a éste. Esta interpretación se basa en el carácter dual de la polaridad grabada. La magnetización reside en hematita, aunque por el hecho se puede interpretar como residente en hematita pigmentaria, es decir, una magnetización de tipo químico.

Al interpretar el intervalo de la polaridad en las capas rojas de la Formación Atzompa, nos indican que la sección muestreada se ubica dentro de los crones M6 con polaridad normal, M5 de polaridad reversa, M4 de polaridad normal y M3 de polaridad reversa comparada con la tabla de polaridad geomagnética Global. Por lo que se definen 4 zonas de polaridad N-R-N-R, donde M6 corresponde al Huateriviano Tardío y M3 al Barremiano Temprano.

La tasa de sedimentación máxima, y se obtuvo que la tasa de sedimentación es de aproximadamente $10\text{cm}/1\text{Ky}$.

CAPÍTULO 1. GENERALIDADES.

La evolución geológica del sureste mexicano en el Jurásico- Cretácico es analizada en el contexto regional del Golfo de México que inicia su apertura con la fragmentación y dispersión de la Pangea. La sedimentación en el Golfo empieza con el depósito de lechos rojos continentales durante el Triásico Tardío y el Jurásico Temprano, después de lo cual, durante el Calloviano, se produce una invasión por aguas marinas provenientes del Pacífico que cubren una extensa zona con poca circulación, poco tirante de agua y alta evaporación (Padilla y Sánchez, 2007). Después de la etapa del rift, inicia la etapa de oceanización que culmina en el Jurásico Tardío, seguido de la formación de márgenes pasivos en su periferia. El registro del Cretácico Temprano es principalmente ligado a la formación de plataformas en la periferia, sobre bloques de basamento levantados desde las etapas de ruptura inicial del Golfo (Wilson, 1990).

Esta historia contrasta con el oeste de México, donde la evolución geológica se liga a sistemas de arcos de isla que fueron acrecionados posteriormente a Norte América. La sedimentación en el oeste de México en el Jurásico-Cretácico es entonces de carácter peri-arco, ya sea en cuencas de tras-arco, intra-arco o ante-arco, las historias geológicas de estas regiones (circum Golfo y Occidental) han sido, entonces, consideradas historias separadas. Esta visión, sin embargo, ha sido cuestionada recientemente al reconocer que existe actividad magmática del Cretácico Temprano en el sur de México (*Sierra y Molina et al., 2014*) lo que motiva una revisión del registro estratigráfico en este intervalo de tiempo. Este trabajo es entonces una contribución a la estratigrafía y paleomagnetismo del Cretácico Inferior en la Sierra del Tentzo, en el estado de Puebla.

1.1 Ubicación y rutas de acceso.

El área de estudio se localiza en la Sierra del Tentzo al Sur de la Faja Volcánica Transmexicana FVTM (Ortega-Gutiérrez et al., 1992), en la parte NE de la Cuenca del Río Balsas; específicamente, el trabajo se desarrolló entre las localidades de San Nicolás Huajuapán y Santa Martha Yancuitlalpan en el municipio de Huehuetlán el Grande en el estado de Puebla. Su acceso es a través de la carretera que comunica a la ciudad de Puebla con Tecali de Herrera, donde se toma una desviación en el kilómetro 21.5 hacia la presa de Valsequillo, y posteriormente empieza un camino de terracería hacia San Nicolás Huajuapán. La Sierra del Tenzo constituye un rasgo orográfico representativo al sur de la FVTM con en eje en dirección EW de aproximadamente 18 km de largo. Con la altura mayor de 2600 m.s.n.m y planicie de 1600 m.s.n.m (Fig. 1.1).

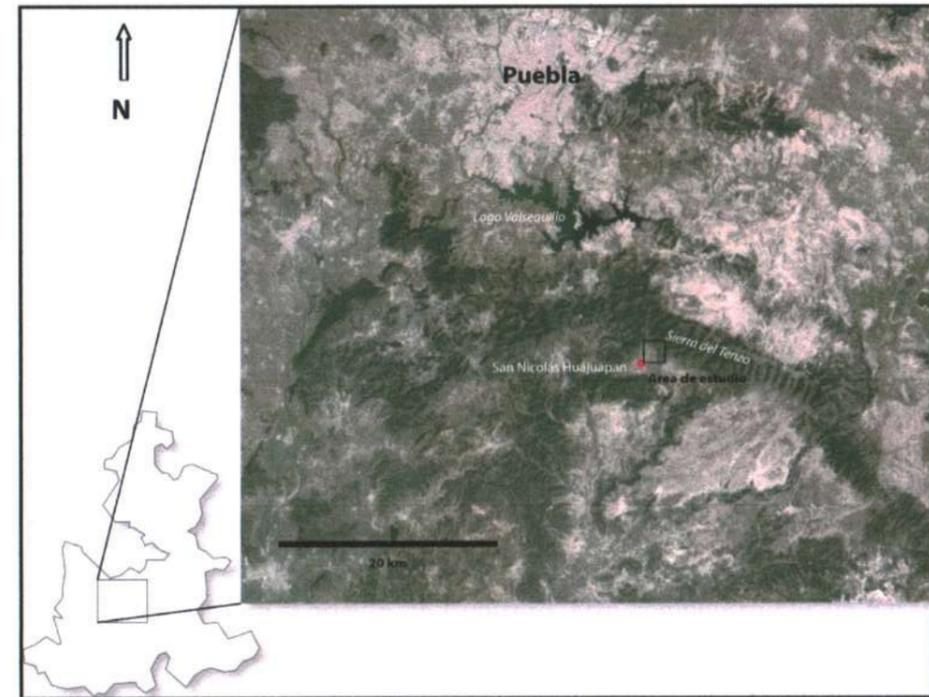


Fig 1.1 Fotografía satelital donde se muestra la localización del área de estudio. Tomada de Google Earth

1.2 Objetivo.

Este estudio tiene como objetivo principal caracterizar la zonación magnética o magnetoestratigrafía de los lechos rojos de la Formación Atzompa que afloran en la Sierra del Tentzo. El estudio de magnetoestratigrafía se realizó en la localidad de Santa Martha Yancuitlalpan, en el estado de Puebla con el fin de definir la edad relativa de depósito y tasa de sedimentación de esta formación. Al mismo tiempo, esto permite poder determinar la paleolatitud (inclinación) y declinación (rotación) de esta zona estudiada durante el depósito de la formación. Esto permitirá a su vez entender la correlación de la Formación Atzompa con otras unidades del Cretácico Inferior en México y en un contexto regional entender mejor la evolución geodinámica de esta región.

1.3 Metas.

- 1.- Levantar una columna estratigráfica en la localidad de estudio a escala 1:1000.
- 2.- Poder interpretar un ambiente de depósito de la Formación Atzompa.
- 2.- Obtener datos paleomagnéticos, y con ellos poder determinar la (declinación e inclinación) del lugar donde se depositaron los Lechos Rojos de la Sierra del Tentzo.

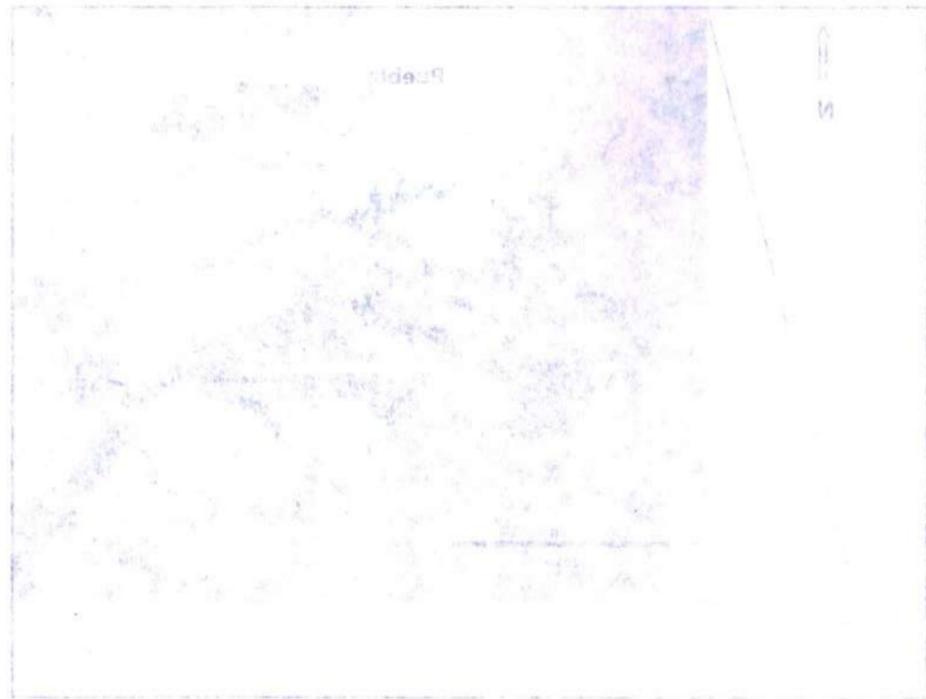


Fig. 1.3. Mapa geológica de la zona de estudio.

1.3. Objetivos

Este estudio tiene como objetivo principal determinar la edad relativa de las rocas estratificadas de la zona de estudio mediante el uso de métodos de datación geológica. El estudio de la litología y la estructura de las rocas de la zona de estudio se realizó en la localidad de Acatlán, Puebla. El estudio de la litología y la estructura de las rocas de la zona de estudio se realizó en la localidad de Acatlán, Puebla. El estudio de la litología y la estructura de las rocas de la zona de estudio se realizó en la localidad de Acatlán, Puebla.

1.3. Metodología

El estudio de la litología y la estructura de las rocas de la zona de estudio se realizó en la localidad de Acatlán, Puebla.

El estudio de la litología y la estructura de las rocas de la zona de estudio se realizó en la localidad de Acatlán, Puebla.

El estudio de la litología y la estructura de las rocas de la zona de estudio se realizó en la localidad de Acatlán, Puebla.

3.-Utilizar los patrones de la polaridad geomagnética para el fechamiento relativo de las rocas estratificadas de la localidad. (Magnetoestratigrafía).

4.- Realizar un estudio de petrología sedimentaria para clasificar las areniscas muestreadas en la localidad de estudio.

1.4 Marco geológico.

1.4.1 Geología regional.

--Terreno Mixteco.

La zona de estudio se ubica en la parte más septentrional del Terreno Mixteco. El Terreno Mixteco (Campa, 1982) comprende las porciones del sur de los estados de Morelos y Puebla, occidente de Oaxaca y oriente de Guerrero. Está compuesto por un basamento metamórfico del Paleozoico Inferior conocido como el Complejo Acatlán, constituido por rocas metasedimentarias cabalgadas por rocas metavolcánicas. Su cubierta sedimentaria puede dividirse en dos porciones: una Paleozoica superior localizada en las inmediaciones de Mixtepec Oaxaca y Olinalá Guerrero consistente de sedimentos terrígenos y carbonatados del Pérmico de la formación Olinalá (Flores y Buitrón, 1982); y la otra del Mesozoico que son principalmente sedimentos terrígenos y algunos desarrollos calcáreos que afloran en la región de Mixtepec y Tlaxiaco Oaxaca conocidos como Grupo Consuelo y Calizas con Cidarís (Burkhardt 1927, Guzmán 1950). Ya en el estado de Guerrero afloran areniscas y conglomerados del Grupo Tecocoyunca (Erben, 1956). Todas estas unidades han sido fechadas con amonitas o plantas fósiles (Alencáster, 1963; 1965, Burkhardt, 1927; Silva, 1970) como del Jurásico Medio y Superior. A las rocas del Paleozoico y del Jurásico en el Terreno Mixteco las cubren en discordancia capas rojas del Cretácico Inferior, generalmente asignadas a la Formación Zicapa (de Cserna, 1980), (Sierra y Molina et al., 2014). Los lechos rojos de Zicapa y unidades correlacionables pasan transicionalmente a calizas del Albiano, Formación Morelos; sobre ellas descansan sedimentos tipo flysch del Turoniano al Maastrichtiano, Formación Mexcala (Fries, 1960). El flysch se asocia a la orogenia Laramide en el sur de México. La orogenia es responsable de los pliegues y cabalgaduras que afectan la cubierta del terreno Mixteco y localmente su basamento (Cerca et al., 2007).

--Complejo Acatlán. El Complejo Acatlán se compone con un conjunto de rocas metamórficas que afloran en extensas regiones de la Mixteca, en los estados de Puebla, Oaxaca y Guerrero. Tiene como localidad representativa a la población Acatlán, ubicada en el estado de Puebla. El Complejo Acatlán corresponde a rocas con protolitos de una

edad de Cámbrico- Devónico (Ortega-Gutiérrez, 1978), con intrusiones del Paleozoico Superior y migmatitas del Mesozoico. Las rocas del Complejo Acatlán se reconocieron por primera vez a principios de siglo por (Ordóñez, 1906), quien las describe con el nombre de Formación Acatlán. (Salas, 1949) las define como Esquistos de Acatlán, sin establecer ninguna división de formaciones. (Fries y Rincón, 1965), propone para las mismas rocas, el nombre formal de la Formación Acatlán. (Rodríguez-Torres, 1970) propone subir de manera informal el rango de formación a grupo y concluye que las rocas metamórficas del Complejo Acatlán puede dividirse en: Formación Esperanza, Acatlán, Salado y Tecomate.

Posteriormente, (Ortega-Gutiérrez, 1978) divide al Complejo Acatlán en tres subgrupos: Subgrupo Petlalcingo que incluye las formaciones: (1) Migmatita Magdalena, compuesta de migmatitas de composición tonalítica-diorítica; (2) Formación Chazumba integrada por esquistos pelíticos micáceos; y (3) la Formación Cosoltepec en la que predominan esquistos pelíticos. Fechamientos recientes (*Helbig et al., 2013*) consideran estas rocas parte de una secuencia del Pérmico-Triásico con metamorfismo y mimetización en el Jurásico.

Al Subgrupo Acateco lo forman la Formación Xayacatlán, constituida por esquistos verdes y pelíticos, los granitoides Esperanza, con rocas graníticas, aplíticas y pegmatíticas y la Formación Tecomate integrada por una secuencia de metareniscas arcóscas, metaconglomerados y un miembro calcáreo. Además de las secuencias antiguas se encuentran intrusionadas por los diques San Miguel y plutones como el tronco de Toltepec de ≈ 287 Ma (*Kirsch et al., 2012*).

(*Talavera et al., 2005*) realiza estudios de geocronología de U-Pb en algunas formaciones del Complejo Acatlán, y obtiene edades de Devónico-Pennsilvánico basándose en la Formación Cosoltepec, la Migmatita Magdalena y la Formación Chazumba. Las rocas del Complejo Acatlán presentan metamorfismo regional de tipo polifásico, ya que varían de rocas en facies de eclogita a pizarras con bajo grado de metamorfismo. El metamorfismo y deformación penetrativa parece ser anterior al depósito de las formaciones Olinalá y Matzitzi del Pérmico.

--Formación Olinalá y la Cubierto del Paleozoico Superior. Los depósitos de esta unidad afloran al noreste del poblado de Olinalá ($17^{\circ}45' - 17^{\circ}49' N$ y $98^{\circ}41' - 98^{\circ}45' W$) y su sección tipo es la cañada de los Arcos. (Flores de Dios y Buitrón, 1982) describieron a la Fm. Olinalá como una sucesión sedimentaria continua, en cuya base se encuentra un conglomerado polimictico que pasa transicionalmente a limolita, la cual se intercala con arenisca. Sobreyacen a estos depósitos rocas carbonatadas que a su vez pasan transicionalmente a rocas clásticas finas. (Corona-Esquivel, 1983) proponen que las rocas que constituyen esta unidad se formaron en un ambiente semejante al de una bahía, con

sedimentación desde continental deltáica hasta de plataforma y de arrecife; así mismo, considera que existe evidencia de transgresiones marinas bajo un régimen oscilatorio en un mar tropical, reflejado por el depósito de rocas clásticas finas cubriendo la sucesión carbonatada.

(Flores de Dios y Buitrón, 1982, 1986) y (Corona-Esquivel, 1983, 1985) mencionan que esta unidad aflora en el flanco oeste del Sinclinal Olinalá-Huamuxtitlán (Sinclinal La Carbonera), estado de Guerrero. (Flores de Dios y Buitrón, 1982) reportan inicialmente 550 m de espesor en la sección tipo de esta sucesión sedimentaria, (Corona-Esquivel, 1983) asigna un espesor de 635 m; y finalmente (Juárez-Arriaga, 2006) reportan un espesor de más de 800 m para esta unidad en la sección Nemetitlán, ubicada en las cercanías de Paraje Nemetitlán. Esta unidad constituye una unidad formal. Existe sinonimia con la Formación los Arcos propuesta por (Corona-Esquivel, 1981), sin embargo, dicha publicación aparece hasta 1983. Con base en el principio de prioridad (artículo 4b), la denominación válida para esta unidad es la Formación Olinalá propuesta por (Flores de Dios y Buitrón, 1982).

-- **Grupo Tecocoyunca y Cobertura sedimentaria del Jurásico.** Las unidades más antiguas del Jurásico en la Mixteca corresponden a la Ignimbrita las Lluvias, el Conglomerado Cualac y el Grupo Tecocoyunca. Este conjunto de unidades estratigráficas fue nombrado en un principio como "capas Tecocoyunca" por (Guzmán, 1950), después (Erben, 1956) le dio el nombre de Grupo.

Tecocoyunca se encuentra constituido por una serie de formaciones continentales y marinas; en la parte inferior se encuentra constituido por una serie de estratos de origen continental, en la parte media se presenta una intercalación de rocas continentales con influencia marina y en la parte superior se compone de una secuencia terrígena marina, las litologías presentes en dicho Grupo son areniscas, limolitas, lutitas, margas y calizas (Alencáster, 1963).

Las unidades estratigráficas que constituyen al Grupo Tecocoyunca según (Carrasco, 1981) son Formación Zorrillo-Taberna Indiferenciadas, Formación Simón, Formación Otatera y la Formación Yucuñuti. En cuanto a la edad, las secuencias comprenden unidades depositadas desde el Bajociano hasta el Calloviano (Carrasco, 1981; Campos Madrigal et al., 2013). Sobreyaciendo al Grupo Tecocoyunca localmente afloran capas marinas del Jurásico Superior de las Formaciones Mapache y Chimeco. Las rocas del Jurásico Superior están principalmente expuestas en la región de la Montaña de Guerrero y la Mixteca Alta, conformando un elemento paleogeográfico conocido como la peleo-bahía de Tlaxiaco.

--**Formación Zicapa (Ki Cgp Cz).** Consiste principalmente de conglomerados, areniscas y limolitas de color rojo formadas en un ambiente continental a marino transicional, con algunos lentes de caliza intercalados. La Formación Zicapa tiene un espesor mayor a los 1000 m (Guzmán, 1950); (De Cserna et al., 1980); (Salinas-Prieto, 1986); (**Sierra y Molina et al., 2014**). Esta formación se encuentra distribuida al oriente de Atenango del Río hasta la Montaña, Guerrero, se encuentra una secuencia de terrígenos en la cual afloran varias unidades, entre las que se encuentra Zicapa (Campa y Ramírez, 1979). La Unidad Zicapa también aflora al Noreste del estado de Guerrero, a lo largo del río Balsas y al sureste, penetrando hasta el Terreno Mixteco hasta la altura de Huamuxtitlán y Metlatonoc, Guerrero (**Werre-Keeman y Estrada-Rodarte, 1999**). Asimismo, se encuentra expuesto a lo largo de la margen oeste del Complejo Acatlán a lo largo de la cabalgadura Papalutla (Cerca et al., 2007).

La Formación Zicapa cubre discordantemente al Complejo Acatlán, o rocas de su cobertura. El contacto entre la Formación Zicapa y la Formación Morelos que les sobreyace transicional, aunque este contacto se encuentra frecuentemente deformado. (**De Cserna et al., 1980**) propone que la intercalación de capas rojas y calizas en la zona de Zicapa indica que esta unidad se encuentra intercalada en su cima con la Formación Morelos.

De acuerdo a (Sierra y Molina et al., 2014) se propone dividir a la Formación Zicapa en cinco miembros: Miembro Cerro La Cruz, Miembro San Juan de las Joyas, Miembro Ajuatetla, Miembro San Andrés y finalmente el Miembro Río Poblano. El Miembro Cerro de la Cruz es la base de la secuencia de la Formación Zicapa está en contacto con el Conglomerado Cualac, el cual a su vez está en contacto discordante sobre filitas del Complejo Acatlán, el Miembro Cerro de la Cruz se caracteriza por una brecha basal matriz soportada con clastos angulosos, compuestos de filitas y cuarzo lechoso, intercaladas con areniscas líticas y conglomerados de igual composición. El Miembro San Juana de las Joyas está compuesto en la base por areniscas muy finas, margas y un paquete aproximado de 100 m de packstone en capas gruesas de 1 a 1.5 m de espesor con abundantes fósiles de bivalvos y gasterópodos, intercaladas con mudstone y capas finas de lodolitas calcáreas, esta secuencia es seguida por intercalaciones de areniscas líticas, conglomerados con clastos de areniscas, packstone con foraminíferos y clastos de cuarzo lechoso intercalados con estratos tabulares de limolitas rojas. El Miembro Ajuatetla se compone de capas heterolíticas de estratos tabulares de areniscas de grano medio con estratificación plana-paralela y rizaduras, intercaladas con lutitas moradas tabulares con facies de *Thalassinoides* y algunos estratos de conglomerados medianamente bien seleccionados con clastos de caliza, cuarzo y roca metamórfica, y estratificación cruzada tipo de canal. El Miembro San Andrés se caracteriza por la presencia de derrames de andesitas con

autobrechas en la base y tobas intercaladas con areniscas, rocas epiclásticas y algunas capas delgadas de caliza tipo mudstone a grainstone, llegando a la cima, la secuencia del Miembro San Andrés se vuelve de grano más grueso, incorporando conglomerados tabulares a lenticulares en capas de 1 m, compuestos de clastos medianamente redondeados de rocas volcánicas, cuarzo lechoso y cuarcitas que se intercalan con areniscas masivas de grano medio. Y finalmente el Miembro Río Poblano, se caracteriza por el predominio de limolitas y lutitas rojas tabulares con espesor entre 0.5 y 1.0 m con presencia de icnofósiles (*Skolithos*); están intercaladas con areniscas de grano fino con espesor promedio de 0.5 m, además se presentan escasos conglomerados soportados por guijas de rocas volcánicas, caliza y rocas metamórficas.

La intercalación de lechos rojos continentales con las calizas del Aptiano Inferior indica condiciones cambiantes en el margen continental que ha sido interpretado como una transgresión progresiva del nivel del mar sobre una planicie costera (Hernández-Romano et al., 1997). Asimismo (Sierra y Molina et al., 2014) indican un ambiente de sedimentación continental cercano a la costa con evidencia de al menos una transgresión y presencia de volcanismo intermedio de ≈ 130 Ma.

La localidad tipo de la Formación Zicapa se encuentra expuesta a lo largo del río Balsas, en su curso normal en dirección este-oeste, a unos 5 km del poblado de Zicapa, Guerrero (De Cserna et al., 1980).

(Sierra y Molina et al., 2014) determinan una edad máxima de depósito para la Formación Zicapa con base en análisis U-Pb por ablación láser de circones detríticos, obteniendo una edad para la parte media (Miembro San Andrés) de 133 ± 1.3 Ma.

--Formación Morelos. Fue descrita inicialmente por (Fries, 1956) refiriéndose a una potente sucesión de calizas y dolomías de edad Albiano-Cenomaniano que aflora en los estados de Morelos, México y Guerrero. Dicho autor no menciona localidad tipo y considera al estado de Morelos como región tipo de esta formación.

De las rocas sedimentarias, la Formación Morelos es la de mayor extensión territorial, con un predominio en las regiones centro y norte del terreno Mixteco. Esta Formación está constituida por calizas y dolomías de estratificación gruesa (Elrick et al., 2008; Hernández-Romano, 1999), con cantidades variables de pedernal en forma de nódulos, lentes y granos, con fragmentos de fósiles.

La base de la Formación la constituyen, localmente un miembro de evaporitas, que se separó de la Formación Morelos y se nombró Anhidrita Huitzucó (Fries, 1960).

El espesor varía considerablemente, cerca de Iguala se le estima en 400 m, y al norte alcanza 1130 m (**Hernández-Romano, 1999**). Su contacto inferior con el esquisto Taxco, o con el complejo Acatlán, es generalmente afectado por tectonismo. Con la Formación Zicapa es transicional y el contacto superior con la Formación Cuautla es discordante (Fries, 1960). En términos generales, la Formación Morelos al occidente del Terreno Mixteco tiene edades de límite Aptiano-Albiano, hacia el Oriente alcanza el Cenomaniano tardío y hasta Turoniano Temprano en los alrededores de Chipala (Fries, 1960). Esto muestra la inundación progresiva del terreno Mixteco en el Cretácico Temprano.

--**Formación Mezcala.** Ha sido descrita a partir de afloramientos localizados en el noreste de estado de Guerrero, al sureste del estado de Morelos y suroeste del estado de Puebla, dentro de la Cuenca Morelos-Guerrero. Esta formación, fue descrita originalmente por Fries (1960), presenta variaciones en sus facies, tanto laterales como verticales. En general pueden distinguirse dos miembros, uno inferior calcáreo y uno superior terrígeno (González-Pacheco, 1988; Hernández-Romano, 1999).

El miembro inferior, también llamado calcáreo, está constituido en algunas localidades por calizas arcillosas en estratos delgados a medios, que presentan abundantes bioclásticos, intraclásticos y en ocasiones son peloidales. Hacia la cima de esta secuencia aparecen estratos de areniscas calcáreas, portadores de abundante fauna planctónica.

En el miembro superior, llamado terrígeno, las facies calcáreas cambian transicionalmente a una sucesión de lutitas, lutitas calcáreas, areniscas y conglomerados, estos últimos son abundantes hacia la cima de la sucesión (grano creciente).

Las características sedimentológicas y las asociaciones fósiles de la Formación Mexcala sugiere un cambio en los ambientes de depósito que va transicional de un ambiente pelágico, a abanicos submarinos, a prodelta-planicie deltaica (Aguilar- Franco, 2000).

--**Grupo Balsas.** El grupo Balsas asocia una serie de depósitos continentales posteriores a la orogenia Laramide en el sur de México. Está compuesto por una secuencia de conglomerados con clastos de calizas, rocas volcánicas, con interestratificación de areniscas, lutitas, limolitas, brechas tobáceas y derrames volcánicos, (Fries, 1960; **De Cserna, 1965**). La gran variedad litológica hace difícil la determinación de un espesor real, pero se estima entre 300-500 m; de la misma manera, la edad de este grupo es variable y difícil de determinar, sin embargo, su relación estratigráfica puede ser correlacionada con los conglomerados rojos de Guanajuato, asignando una edad del Eoceno tardío al Oligoceno temprano, (Fries, 1960). Mientras que en Tierra Caliente, Gro., se le asigna una edad que va desde al Campaniano-Maastrichtiano al Eoceno (De Cserna, 1982), en la parte oriental del estado de Morelos se le considera del Paleoceno-Oligoceno o del Eoceno-

Oligoceno (Salinas-Prieto, 1986). (Morán-Zenteno, 2005) determina una edad del Oligoceno temprano por encontrar ignimbritas intercaladas fechadas por el método K-Ar en sanidinas con una edad de 35.2 ± 0.4 , relacionadas a la caldera de Tilzapotla. El Grupo Balsas se encuentra sobreyaciendo a las secuencias calcáreas de la Plataforma Morelos-Guerrero y subyace discordante al resto de los depósitos continentales de la región.

--**Formación Cuernavaca.** El nombre aparente se ha usado con anterioridad en un informe privado, publicado por (De la O Cardeño informe privado 1951 en Fries, 1960). Sin embargo, debido a que en dicho informe no se indica el origen del nombre, ni composición litológica, contactos, límites temporales, (Fries, 1960) retoma el nombre de Formación Cuernavaca para los depósitos clásticos transportados por agua, bien expuestos y muy extensos, sobre los que se construyó la ciudad de Cuernavaca. La formación Cuernavaca se ve muy bien expuesta sobre el corte de carretera Cuernavaca-Amacuzac por el km 81. Su litología es compleja, consiste de conglomerados, que en conjunto forman un abanico aluvial de grano medio a grueso cuyos constituyentes son casi exclusivamente de rocas volcánicas andesíticas, así como otros fragmentos de material volcánico terciario (Fries, 1960; Rodríguez-Lara, 1997 en Velasco-Tapia y Verma, 2001). En el área de Miacatlán así como entre Machipa y el poblado de Amacuzac junto con los cantos de las rocas volcánicas se observan también clastos provenientes de conglomerados calizos de la Formación Balsas. Además, existen intervalos netamente tobáceos con buena estratificación; mientras que en otros intervalos no se puede definir la estratificación, la roca carece de clasificación y tiene aspecto de un depósito lahárico (De Cserna y Fries, 1981). Los espesores varían, en las cercanías de Cuernavaca hay afloramientos cuando menos de 100 m de espesor, sin alcanzar la base de la formación (Fries, 1960). Y el espesor máximo se encuentra dentro de la región de Hoja Taxco de entre 150 y 200 m.

Esta unidad cubre grandes extensiones de forma irregular, la parte occidental se encuentra entre los poblados de Almoloyan de Alquitrán, Malinaltenango y de Pilcaya a el Mogote, otra extensión se encuentra desde Michapa, Amacuzac y Tilzapotla donde se extiende al norte de Cuernavaca, en Pueblo Nuevo todo esto en Morelos; su extensión mayor se localiza desde Yauteppec pasando por Cautla, Tepalcingo de Hidalgo, Axochiapa, Huehuetlán en Chico hasta el SE de Chiautla. Este mismo cuerpo se extiende al Norte de San Juan Tanguismanalco y la última porción se encuentra al norte de la presa de Manuel Ávila Camacho (Rivera-Carranza et al., 1998).

1.4.2 Geología Local. De acuerdo a lo observado durante varios recorridos y el levantamiento de la sección estratigráfica en el Arroyo el Pocito, en el flanco sur de la Sierra del Tentzo (Fig. 1.4.2), se resume aquí la geología de la Sierra del Tentzo. La Sierra del Tentzo marca el límite septentrional de los afloramientos del Terreno Mixteco.

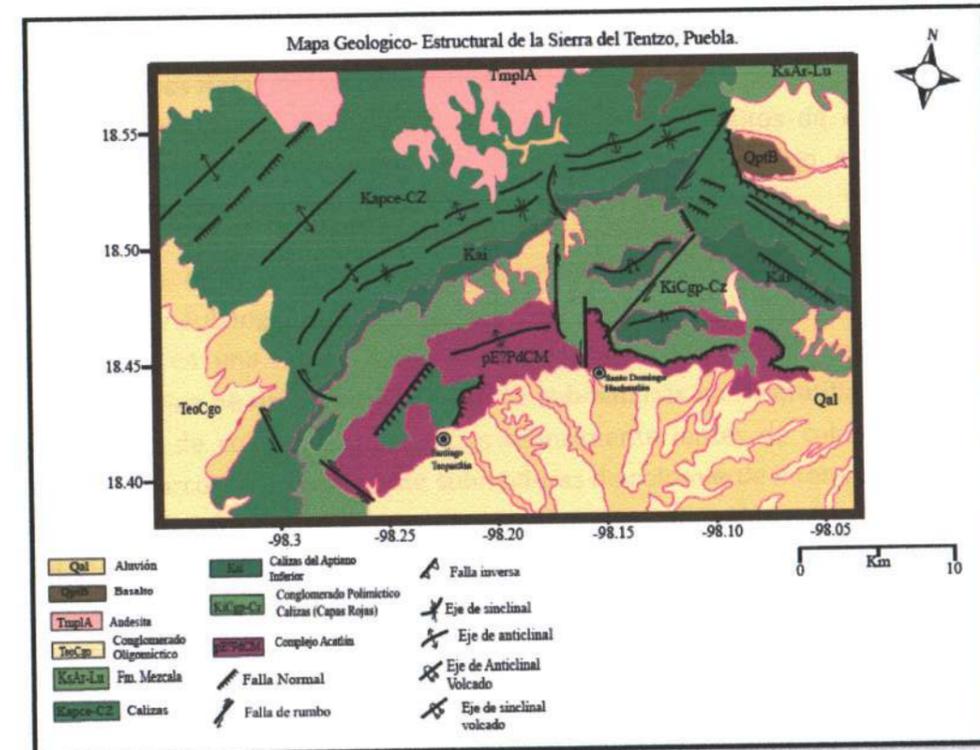


Fig. 1.4.2. Mapa geológico-estructural de la Sierra del Tentzo. Tomado y modificado de (Monroy y Sosa, 1984).

--Complejo Acatlán. Se localiza solo en la parte sur de la sierra en una disposición sensiblemente E-W, marcando el límite norte de los afloramientos de este complejo. En la Sierra solo está representado por rocas metasedimentarias en facies de esquistos verdes: esquistos de clorita-sericita y filitas. Esquistos de color verde claro y oscuro intemperizados a pardo-verdoso, con segregaciones de cuarzo con intenso plegamiento y esquistosidad de crenulación. Las filitas son de color verde claro intemperizando a verde oscuro y pardo claro rojizo.

En el sector poniente de la Sierra el Complejo Acatlán subyace en discordancia angular a las Capas Rojas de la Formación Atzompa (?) -Aptiano Inferior. Al sur está cubierto por el Grupo Balsas. En el sector oriental cabalga a las Capas Rojas de la Formación Atzompa(?) -

Fig. 1. Geología local. De acuerdo a la información de los mapas geológicos y estratigráficos de la región estratigráfica en el área de estudio (ver el capítulo de la Geología Regional, p. 45), se resume aquí la información geológica de las zonas de estudio. En el presente capítulo se describen los afloramientos de las unidades geológicas de la zona de estudio.

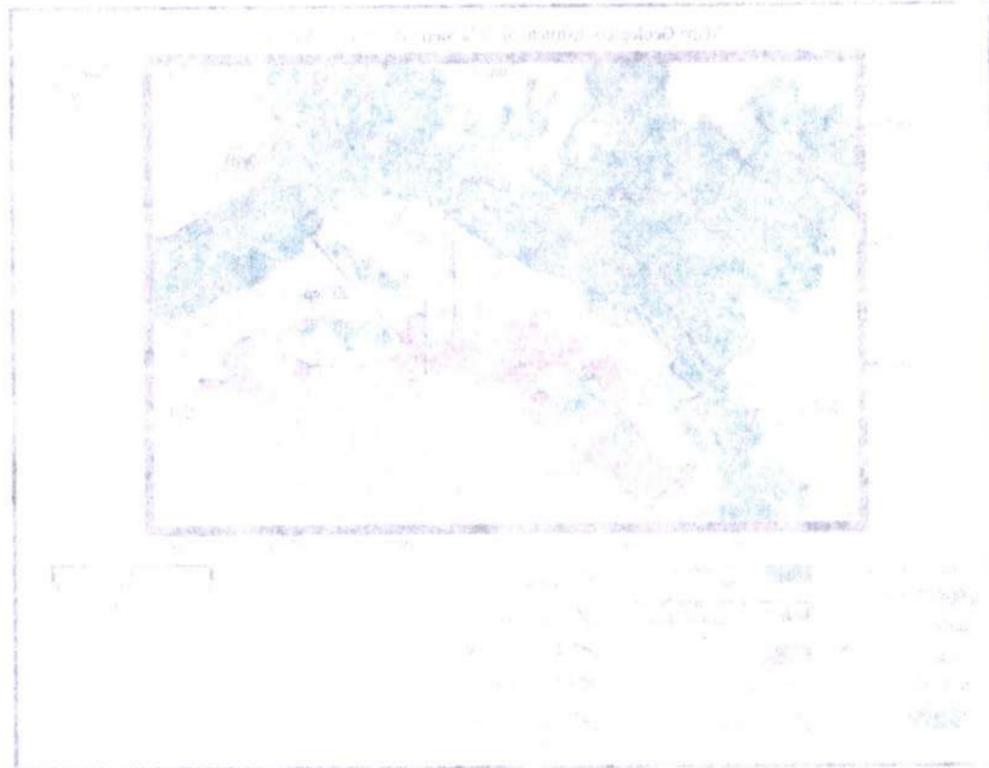


Fig. 1. Geología local. De acuerdo a la información de los mapas geológicos y estratigráficos de la región estratigráfica en el área de estudio (ver el capítulo de la Geología Regional, p. 45), se resume aquí la información geológica de las zonas de estudio. En el presente capítulo se describen los afloramientos de las unidades geológicas de la zona de estudio.

En el sector oriental de la Sierra de Atzompa, las Capas Rojas se encuentran en discordancia angular con las calizas de cuenca del Aptiano Superior. Estas Capas Rojas en el sector oriental de la Sierra están cabalgadas por las rocas metamórficas del Complejo Acatlán. De acuerdo a la presencia de *Chofatella decipiens* y *Salpingoporella sp.*, del Barremiano-Aptiano Inferior se asigna esta edad. Este conjunto de Capas Rojas se asocia al desarrollo de fosas y pilares, iniciando con la sedimentación deltáica y posteriormente terrígena y calizas con abundante microfauna de ambiente de planicies costeras someras (Monroy y Sosa, 1984).

--Calizas de Plataforma del Aptiano Superior. Afloran a todo lo largo del flanco sur de la Sierra y en dos afloramientos al N y S de San Nicolás Huajuapán. Predominan biomicritas de color pardo grisáceo y gris oscuro intemperizando a gris claro en capas de diferente

Aptiano Inferior, mientras que en una pequeña porción al N de Santiago Teopantlán cabalga a las Capas Rojas, a las calizas de cuenca del Aptiano Superior y a las calizas post-arrecifales del Cretácico Medio en una asociación de falla inversa-falla de rumbo. Por posición estratigráfica en las localidades de Los Reyes Metzontla, San Luis Atolotitlán, Puebla y La Cañada de los Arcos, Gro., se le han asignado una edad Paleozoico Temprano.

--Capas Rojas-Lechos Rojos de la Formación Atzompa. Se considera a las Capas Rojas como una secuencia continua de depósitos transicionales. Los depósitos de esta unidad se localizan a lo largo del borde norte del afloramiento del Complejo Acatlán en una disposición paralela a la Sierra.

Esta unidad está constituida por un conglomerado basal compuesto de guijarros subredondeados y subangulosos de cuarzo y roca metamórfica derivada del Complejo Acatlán incluidos en una matriz arcillo-limosa de color rojo oscuro, seguido por una secuencia no rítmica de arcosas texturalmente submaduras con estratificación cruzada, limolitas y lutitas de coloración rojiza, y ocasionalmente lentes de caliza arcillosa. Así mismo de tienen arcosas texturalmente submaduras de color verde intemperizando a gris claro, interestratificadas con areniscas, limolitas y lutitas de color rojo. También están presentes biomicritas de color gris claro intemperizando a pardo grisáceo con abundantes fragmentos de moluscos y microfauna, entre las que se observó al foraminífero *Chofatella decipiens* y el alga *Salpingoporella sp.*, del Barremiano-Aptiano Inferior ambas. También se tienen margas de color gris pardo intemperizando a gris claro y crema con abundante microfauna y algunos clastos terrígenos. Incluye también paquetes de areniscas de grano grueso de color verde y rojo, interestratificadas con limolitas verdes, lutitas rojas y margas crema en una secuencia no rítmica.

Todas estas Sobreyacen en discordancia angular al Complejo Acatlán en el sector occidental de la Sierra, y subyacen concordantemente a las calizas de cuenca del Aptiano Superior a lo largo de la vertiente sur de la sierra. Estas Capas Rojas en el sector oriental de la Sierra están cabalgadas por las rocas metamórficas del Complejo Acatlán.

De acuerdo a la presencia de *Chofatella decipiens* y *Salpingoporella sp.*, del Barremiano-Aptiano Inferior se asigna esta edad. Este conjunto de Capas Rojas se asocia al desarrollo de fosas y pilares, iniciando con la sedimentación deltáica y posteriormente terrígena y calizas con abundante microfauna de ambiente de planicies costeras someras (Monroy y Sosa, 1984).

--Calizas de Plataforma del Aptiano Superior. Afloran a todo lo largo del flanco sur de la Sierra y en dos afloramientos al N y S de San Nicolás Huajuapán. Predominan biomicritas de color pardo grisáceo y gris oscuro intemperizando a gris claro en capas de diferente

espesor, con nódulos y bandas de pedernal de color negro, con numerosas testas de foraminíferos planctónicos y *Nannoconus*. Tanto el contacto inferior como superior de estos afloramientos, son concordantes, el primero con las Capas Rojas y el segundo con las Calizas de plataforma del Cretácico Medio.

Por la presencia de foraminíferos planctónicos de facies de cuenca de la zona de mezcla de *Nannoconus* de (M. Trejo, 1977) y la zona de *Globigerinelloides de Ornelas*, (M. Trejo, 1978) se le asigna una edad Aptiano Superior.

Calizas de Cuenca del Albiano-Cenomaniano. Se encuentran dispuestas sobre la cúspide de la Sierra de Tentzo, del Anticlinal de Teyuca y en un pequeño afloramiento al N de Santiago Teopantlán. Consiste de calizas de plataforma de facies arrecifal y post-arrecifal. Son calizas masivas y en estratos gruesos de color gris claro intemperizando a blanco y gris pardo con abundantes rudistas y gasterópodos también se observan la brecha intraformacional con fragmentos de rudistas y calizas, calizas de plataforma descansan concordantes sobre las calizas del Aptiano Superior. Se le asignan una edad Albiano-Cenomaniano de acuerdo a la presencia de *Hedbergellas*, *Globigerinelloides*, *Heterohelix* y *miliólidos*.

Alexander Neckherp
brújula para la navegación
el comercio entre China y

La existencia del magnetismo
debido a su aplicación
que la dirección
en la TV se recorren
(la inclinación) y
respecto al polo
11.7° (Fig. 2.1.0)
siguientes, los
descrita en el
donde se traza

CAPÍTULO 2. MARCO TEÓRICO SOBRE MAGNETISMO TERRESTRE.

2.1 Historia del magnetismo.

Los fenómenos magnéticos fueron conocidos por los antiguos griegos. Se dice que por primera vez se observaron en la ciudad de Magnesia del Meandro, en Asia Menor, por eso el término de magnetismo. Fue conocido por varias culturas que ciertas piedras atraían el hierro, y los fragmentos de hierro atraídos a su vez atraían a otros más.

Tales de Mileto (Grecia 545 a. C. a 625 a. C.). Fue el primer filósofo que estudio el magnetismo.

En China, la primera referencia que se tiene sobre este fenómeno se encuentra en un manuscrito del siglo IV a. C. titulado "libro del amo del valle del diablo: La magnetita atrae al hierro hacia sí o es atraída por éste". Más tarde Shen Kua (China 1031-1095) se reconoce como el primer científico que escribió sobre la brújula de aguja magnética y mejoró la precisión en la navegación empleando el concepto astronómico del norte absoluto. Hacia el siglo XII en China ya se había desarrollado la técnica lo suficientemente para utilizar la brújula para una mejor y precisa navegación.

Alexander Neckham. Fue el primer europeo en conseguir desarrollar la técnica de la brújula para la navegación en 1187. Se considera que ese conocimiento fue trasferido con el comercio entre China y Europa.

La existencia del campo magnético es conocida por la humanidad desde la antigüedad, debido a su aplicación por medio de la brújula. Aunque por mucho tiempo se consideró que la dirección a la que la aguja de la brújula apuntaba era el norte geográfico, desde el siglo XV se reconoció la diferencia entre el meridiano geográfico y el meridiano magnético (la declinación) y en el siglo XVI se estableció que el polo magnético estaba desfasado con respecto al polo geográfico y esta variación angular es actualmente de aproximadamente 11.5° (Fig. 2.1a). La declinación magnética y su variación fueron notadas por los navegantes, los europeos del siglo XV y XVI. La primera mención de esto se encuentra descrita en detalles en la obra del cosmógrafo español Martín Cortés de Albacar de 1551, donde se hace clara distinción entre los polos magnéticos y los polos geográficos.

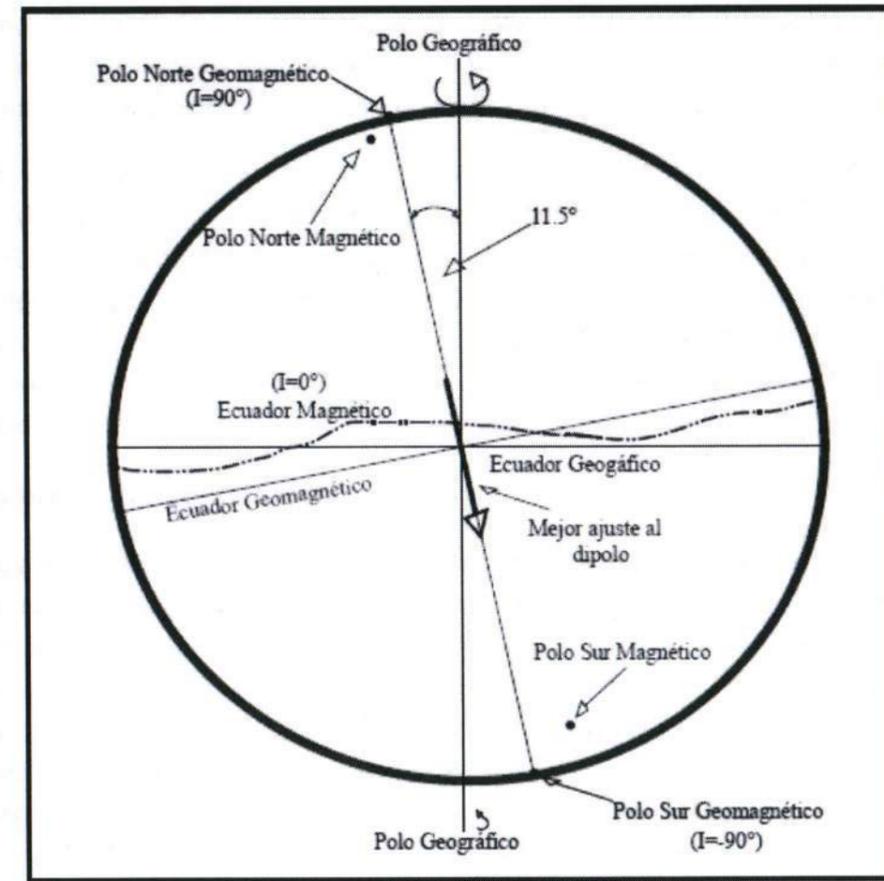


Fig 2.1 El mejor ajuste del dipolo geocéntrico inclinado se muestra en la sección transversal meridional a través de la Tierra. Se describen las diferencias angulares entre los polos magnéticos y polos geomagnéticos; también se muestra una comparación esquemática del ecuador geomagnético y el ecuador magnético. Modificada de McElhinny (1973). (Butler, 1992).

El inglés Robert Norman descubrió la inclinación magnética, esto se encuentra publicado en el escrito "The New Attractive" en Londres ac. 1581. Mientras que en 1600 aparece la obra de William Gilbert titulada "De Magnete", que es considerada como el primer tratado acerca del magnetismo como tal. Gilbert describe sus experimentos con una esfera de magnetita que construyó como modelo de las propiedades magnéticas de la Tierra, y por vez primera describe a la Tierra como un gigantesco imán. Durante los siglos XVII Y XVIII se desarrollan los principios fundamentales d geomagnetismo: H. Gellibrand en 1635 observó la variación temporal del campo magnético. Hans E. Halley en 1698-1700 publicó los primeros mapas magnéticos. Poisson definió el concepto de dipolo y la intensidad de la magnetización, contribuyendo a la teoría general del potencial y su aplicación en el campo magnético. Christian Oersted es uno de los padres del magnetismo

moderno. Fue profesor en Copenhague, Dinamarca, que en 1820 descubrió que un hilo conductor W.F Gauss en 1832 estableció el primer observatorio geomagnético como tal en Gottingen publicando su obra sobre el magnetismo terrestre en 1839.

Muchos más experimentos sobre el fenómeno del magnetismo, tal como Carl Friedrich Gauss, Michael Faraday, André-Marie Ampere y otros demostraron que existen vínculos entre el magnetismo y la electricidad. James Clerk Maxwell sintetizó y explicó estas observaciones en sus ecuaciones de Maxwell. Su trabajo unificó el magnetismo y la electricidad en un solo campo, el electromagnetismo. En 1905, Einstein usó estas leyes para comprobar su teoría de la relatividad especial, en el proceso mostró que la electricidad y el magnetismo estaban fundamentalmente vinculadas.

2.2 Campo magnético terrestre.

El campo magnético terrestre es un campo vectorial. Se describe entonces como un vector cuya dirección y magnitud se puede describir para cualquier punto en su superficie y en el espacio que rodea la Tierra. Para el estudio de las componentes de la intensidad del campo magnético terrestre se toma como referencia un sistema de coordenadas cartesiana XYZ, donde el plano XY es el plano perpendicular a la vertical, es decir el plano horizontal referenciado al Norte geográfico, mientras que Z es la componente correspondiente a la vertical o normal al plano XY, también esta componente es conocida como "Nadir". La intensidad del campo magnético es F, su proyección horizontal, en el plano XY, es H. La dirección H señala hacia el norte magnético y al ángulo que forma este con el norte geográfico es la declinación magnética D, positiva hacia el Este y medida de 0 a 360 grados (fig 2.2a).

Tierra r; lat. θ

el dipolo μ_0

incrementa μ_0

magnético μ_0

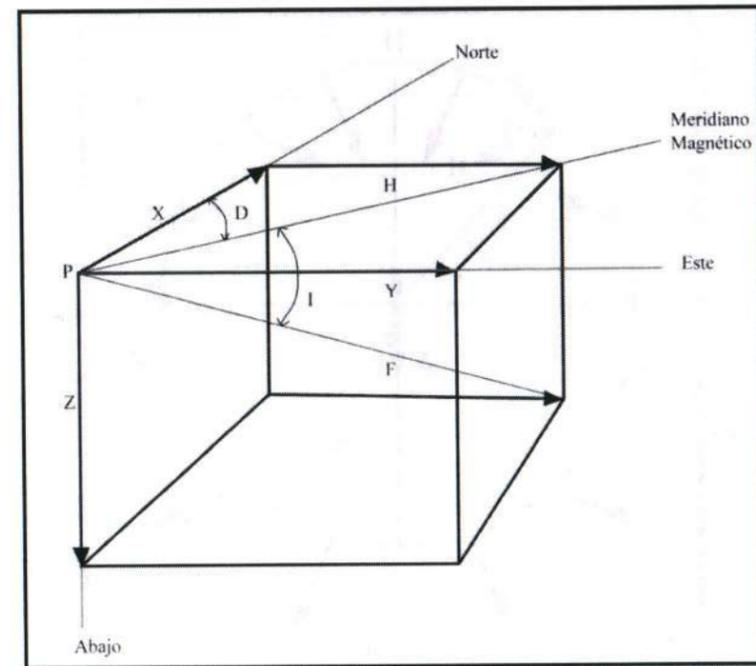


Fig. 2.2a Representación gráfica de las componentes del campo magnético. Como se puede ver la declinación D, es el azimut entre el norte geográfico y el meridiano magnético, es decir, el ángulo entre el norte y la proyección horizontal del vector magnético F, mientras que la inclinación I es el ángulo que hay entre el vector magnético F y el plano que conforma la horizontal.

--*Dipolo geocéntrico axial.* El dipolo magnético M geocéntrico y axial se sitúa en el centro de la Tierra y está alineado con el eje de rotación; la latitud geográfica λ ; el radio de la Tierra r; las direcciones del campo magnético en la superficie de la Tierra producidas por el dipolo geocéntrico axial son esquemáticamente en la (Fig 2.2b); las inclinaciones se incrementan del ecuador hacia los polos de 0° a 90° . La dirección del vector de campo magnético se define por la declinación (D) y la inclinación (I). La inclinación (I) del campo magnético puede determinarse por:

$$\tan I = (H_v/H_h) = (2 \sin \lambda / \cos \lambda) = 2 \tan \lambda$$

La relación entre I y λ es importante para el entendimiento de varias aplicaciones tectónicas y paleogeográficas del paleomagnetismo; las componentes H_v y H_h son el campo magnético vertical y horizontal respectivamente. Para el dipolo geocéntrico axial el valor de D (declinación) es igual a cero en cualquier lugar. El modelo corresponde al promedio del campo geomagnético para un intervalo de cientos de miles años (Butler, 1998).

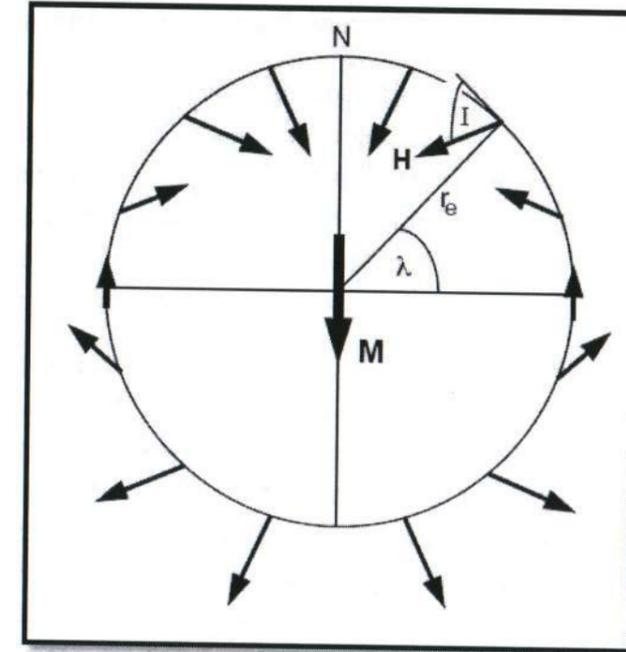


Fig2.2b Modelo del dipolo geocéntrico axial. (Butler, 1998).

--Tipos de Polos.

El campo geomagnético presente cambia con el tiempo y está compuesto por un campo dipolar dominante y de un campo no dipolar. Debido a estas características espaciales y temporales, existen diferentes tipos de polos:

- a) Polo geomagnético. Se obtiene de observaciones distribuidas globalmente donde se calcula el dipolo geocéntrico de mejor ajuste del campo geomagnético presente, esto se hace promediando el campo no dipolar (Butler, 1998). Este polo no tiene aplicación paleomagnética.
- b) Polo geomagnético virtual (PGV). Cualquier posición del polo que se calcula de una observación de la dirección del campo geomagnético, es un polo obtenido en un instante de tiempo en una localidad (Butler, 1998).
- c) Polo paleomagnético. Es una posición del polo que se obtiene al promediar un cierto número determinado de observaciones de (PVG), para promediar la variación secular de las componentes dipolares y no dipolares del campo geomagnético en un determinado sitio. Variación secular se explica en 2.4. El polo paleomagnético resultante da la posición del eje de rotación de la Tierra con respecto al área de muestreo en el tiempo de la magnetización.

2.3 Origen del Campo Magnético Terrestre.

El origen del campo geomagnético es uno de los temas de interés científico más destacados por su complejidad, ya que su origen es más complicado que la hipótesis que lo describe como un dipolo magnético en el interior del planeta como supuso Gilbert. Recientes investigaciones han establecido que el campo magnético tiene un comportamiento dominante dipolar, con una pequeña contribución no dipolar y en algunas regiones el comportamiento no dipolar es importante (Butler, 1992).

Una de las hipótesis más aceptadas hasta ahora para generar el campo es la del Geodinamo autoexcitado (Fig. 2.3a). Esta puede describirse de manera simple de esta manera: el núcleo exterior se encuentra en forma fluida por su estado fundido. Gran parte de los elementos son de tipo metálico (Fe y Ni, principalmente) y se encuentran en movimiento por acción de la rotación y convección, esto da lugar a que el núcleo sea un conductor eléctrico en movimiento. Como tal se comporta de acuerdo a la ley de inducción de Faraday, la cual establece que si se hace un flujo eléctrico a través de una material eléctricamente conductor se producirá un campo magnético perpendicular a la dirección del flujo eléctrico. La energía térmica que mueve este motor magnético proviene del núcleo mismo que ha permanecido caliente desde la formación de la Tierra, y otra gran parte de la energía proviene del decaimiento radioactivo de isotopos radiactivos presentes en el núcleo (U, Th, etc.). La cristalización progresiva del núcleo interno puede proporcionar energía adicional a este proceso. El campo generado por las corrientes en el núcleo retro-alimenta el sistema.

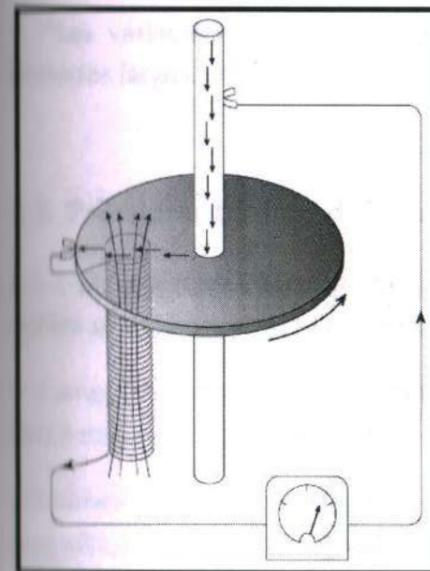


Fig. 2.3 Modelo de un dinamo autoexcitado. El disco hecho de un material conductor rota sobre un eje que transporta corriente eléctrica. Esto da a lugar la generación un campo magnético que produce un movimiento de rotación sobre el disco del material conductor. Así mismo el campo magnético que actúa sobre la bobina produce a su vez una corriente eléctrica que alimenta al eje que transporta esta corriente, por esta razón se menciona que un dinamo auto-excitado produce la propia energía que le permite funcionar. (Butler, 1992)

2.4 Variación secular.

A partir de observaciones instrumentales se sabe que el campo geomagnético terrestre no es constante a lo largo del tiempo, y a las variaciones a corto plazo geológicamente se les conoce como variaciones seculares. Estas variaciones se presentan en intervalos de tiempo de entre 1 y 100,000 años y afectan tanto su dirección como su intensidad. Por ello se manifiesta en todas sus componentes (Morris, 2003), aun si su registro es diferente en distintas regiones del planeta.

Uno de los principales objetivos de los primeros estudios paleomagnéticos fue determinar estas variaciones, y así se observó que en lapsos de tiempo de decenas de años el cambio direccional del campo geomagnético para una zona específica es sustancial. Así mismo, se llegó a la conclusión que las variaciones eran de forma bastante similar dentro de regiones dentro de un mismo continente, pero en contraste las variaciones comparativas entre distintos continentes eran diferentes. Esto dio las primeras pistas para la descripción del campo geomagnético, ya que probablemente las variaciones observadas en distintos continentes eran debido a la influencia de las fuentes no-dipolares del campo geomagnético.

Butler (1992), estableció dos fuentes para el origen de esta variación las cuales se describen a continuación:

*Las variaciones provocadas por la conducta no-dipolar del campo geomagnético para periodos cortos. Cuyos intervalos van desde días hasta cientos de años.

*Las variaciones provocadas por el cambio del campo geomagnético dipolar para periodos largos. Cuyos intervalos varían desde miles a millones de años.

2.5 Principios básicos de Geomagnetismo.

2.5.1 Generalidades. En el geomagnetismo existen términos y unidades fundamentales las cuales se explican y hacen referencia a la tabla 2.5a.

-- Campo magnético (H), está definido por la fuerza experimentada de una unidad de carga magnética positiva puesta en una región determinada.

-- Momento magnético (M). Se puede definir de tres maneras. a) Como un par de cargas magnéticas, una carga magnética positiva m , la carga magnética negativa $-m$, la distancia del vector de la carga positiva a la carga negativa i ; b) Un dipolo magnético es construido por una rueda de corriente eléctrica (i) y el área del anillo (A). La definición de la

corrientes de un anillo del momento magnético se fundamenta en que todos los momentos magnéticos son causados por corrientes eléctricas, y por último c) El alineamiento de la torque Γ en un momento magnético M , el cual es puesto en un campo magnético H . El ángulo entre M y H es θ , Γ es perpendicular al plano que contiene m y H .

-- Intensidad de magnetización (J). Es el momento magnético neto por unidad de volumen.

Existen básicamente dos tipos de magnetización: La magnetización inducida y la magnetización remanente. Cuando un material es expuesto a un campo magnético H , adquiere una **magnetización inducida** (J), estas cantidades están relacionadas con la susceptibilidad magnética (X), que define tal magnetización es una sustancia ($J = X * H$).

Mientras que la **magnetización remanente** (J_r), es permanente después de eliminar el campo que lo produjo. En las rocas es el registro de la dirección del campo magnético en el tiempo de su formación.

-- Susceptibilidad (X). Es el grado de magnetización de un material, en respuesta a un campo magnético.

-- Permeabilidad magnética (μ_0). Capacidad de una sustancia o medio para atraer y hacer pasar a través de ella campos magnéticos.

-- Inducción magnética (B). Es la producción de una fuerza electromotriz a través de un conductor cuando se expone a un campo magnético variable.

2.5.2

El ma

movi

Símbolo	Fórmula	Unidades SI	Significado
H	$H = \frac{i}{2\pi r}$, donde i es la intensidad de la corriente, y r el vector unitario radial.	A/m	Campo Magnético
M	$M = m * i$ $M = i * (\text{área})$ $\Gamma = M * H$	Am^2	Momento magnético

J	$J = \frac{m}{\text{volumen}}$	A/m	Intensidad de Magnetización
σ	$\sigma = m/\text{masa}$	Am^2/kg	Momento Magnético por unidad de masa
k	$k = M/H$	Adimensional	Susceptibilidad por Volumen total
X	$X = \sigma/H$	m^3/kg	Susceptibilidad por Masa
μ_0	$\mu_0 = 4\pi * 10^{-7}$	Henry/metro	Permeabilidad al espacio vacío
B	$B = \mu_0(H+M)$	Tesla (T)	Inducción Magnética

Tabla 2.5a. Esta tabla muestra los conceptos más fundamentales necesarios para un entendimiento pleno de los principios en lo que se basa el presente estudio paleomagnético.

2.5.2 Propiedades Magnéticas de los Materiales.

El magnetismo en los minerales es producido por el momento magnético generado por los movimientos de los electrones (spin y orbita) cuando giran alrededor del núcleo. Los elementos de transición, son los más comunes que presentan momentos magnéticos debido a que los orbitales de sus átomos no están llenos. En otras palabras, el magnetismo es el resultado de la combinación de las propiedades atómicas y microscópicas.

La clasificación de los materiales utilizando la respuesta que estos tienen a un campo magnético puede ser descrita utilizando las siguientes categorías:

- ❖ Diamagnetismo.
- ❖ Paramagnetismo.
- ❖ Ferromagnetismo.
- ❖ Antiferromagnetismo.
- ❖ Ferrimagnetismo.

Las primeras dos clases presentan una interacción parcial o muy pobre hacia algún campo magnético y cabe decir que son materiales que no presentan un ordenamiento magnético como tal. Las últimas tres clases presentan un ordenamiento de sus partículas magnéticas bien definido dentro de un sólido cristalino, lo que permite una interacción con algún campo magnético de manera importante

--Diamagnetismo.

La respuesta de un material diamagnético a la inducción de un campo magnético es la de crear una magnetización opuesta a éste. La respuesta diamagnética se presenta en toda la materia. Sustancias que poseen átomos con momentos magnéticos atenúan esta respuesta diamagnética. Lo caracteriza una susceptibilidad magnética negativa muy pequeña. Los minerales diamagnéticos más comunes son, cuarzo, calcita y las plagioclasas.

--Paramagnetismo.

Las sustancias paramagnéticas poseen átomos con momentos magnéticos propios. Sin embargo, en ausencia de un campo magnético su magnetización es cero al igual que sucede con los materiales diamagnéticos. Sin embargo en presencia de un campo magnético y al poseer átomos con momentos magnéticos propios, adquieren una magnetización que es linealmente dependiente del campo magnético aplicado, teniendo como resultado una susceptibilidad positiva, aunque pequeña. Ejemplos de estos minerales son, piroxenos, biotita, granate, cordierita, anfíboles y la fayalita.

--Ferromagnetismo.

Al igual que el paramagnetismo, los materiales ferromagnéticos presentan átomos con momentos magnéticos propios, con la importante diferencia de que tienen fuertes interacciones en presencia de un campo magnético y adquieren una magnetización paralela al campo. Estos materiales, a diferencia de los anteriormente mencionados, pueden incluso exhibir un campo magnético propio aun cuando no ha sido aplicado ningún campo magnético previo. Esto ocurre debido a una densa cantidad de átomos con momentos magnéticos propios, lo que de hecho produce una superposición de fuerzas entre los átomos con momentos magnéticos y para que nuevamente esto ocurra es necesario que estos átomos estén orientados en determinadas direcciones.

Un material ferromagnético necesita de circunstancias específicas para considerarlo como tal: un reordenamiento térmico, esto debido a que si se alcanza la temperatura Curie el comportamiento se vuelve paramagnético. A esta temperatura las sustancias pierden su comportamiento ferromagnético; si el material disminuye su temperatura debajo de la temperatura Curie correspondiente, los momentos magnéticos tenderán a

orientarse en una misma dirección, también conocida como "dirección fácil" la cual es la dirección en la cual hay un mínimo energético y que es controlada por el arreglo cristalino de los átomos del sólido en cuestión.

Las temperaturas de bloqueo son las temperaturas en las cuales la energía no permite al momento magnético cambiar de una dirección fácil a otra. A medida que disminuya la temperatura permite que se retenga esa dirección y no cambie, al menos no hasta que se rebase esta temperatura de desbloqueo. En estos casos el material podría experimentar una remagnetización, de lo cual se hablará con detalle más adelante. Ejemplos de minerales ferromagnéticos son aquellos que presentan óxidos de hierro y titanio como a las series magnetita-ulvoespinela y la serie hematita-ilmenita.

--Antiferromagnetismo y Ferrimagnetismo.

Los materiales antiferromagnéticos presentan átomos con momentos magnéticos propios y también tiene una interacción fuerte al aplicarle un campo magnético. La diferencia radica en el momento de la alineación de las partículas que los conforman, debido a que por el arreglo atómico cristalino desarrollan magnetización por un lado paralela y por otro antiparalela, pero con la misma intensidad, en los planos o capas del arreglo. Esto es conocido comúnmente como pareja antiparalela, la cual produce una magnetización nula o casi nula. En este caso existe un momento magnético externo (antiferromagnético por defecto).

Los materiales ferrimagnéticos presentan parejas antiparalelas de capas de átomos con momentos magnéticos opuestos; las parejas no son de intensidades iguales, lo cual crea que la magnetización resultante no sea nula. Este es el caso de la magnetita y las titanomagnetitas.

2.5.3 Dominios magnéticos.

--Dominio sencillo (SD)

Las partículas de dominio sencillo tienen un arreglo de sus momentos magnéticos en una dirección preferencial, generalmente la dirección de menos resistencia o "dirección fácil". Este comportamiento es altamente dependiente del tamaño de grano, ya que tamaños de grano relativamente pequeños no pueden permitir que se establezca la pared de bloqueo, entonces para granos de tamaños no grandes pertenecen a este dominio. Los dominios simples tiene una magnetización fuerte, coercitividad y magnetización remanente altas.

El tamaño de los granos es importante ya que se han establecido facetas de transición entre dominios simples y múltiples en base al tamaño de grano, por ejemplo la magnetita tiene un estimado de transición de SD a MD de 0.01 a 0.1 μm , mientras que la hematita tiene transición de 15 μm , esto debido a que la magnetización de saturación de la hematita es de aproximadamente 200 veces menor que para la magnetita.

--*Dominio múltiple (MD)*

Se caracteriza por presentarse en tamaños de grano grandes, y debido a eso no permite que se establezca rotación de los momentos magnéticos, por lo cual no se alinean en una orientación preferencial como ocurre con el dominio simple. En el MD la magnetización remanente es menor a la magnetización de saturación y una fuerza de coercitividad débil.

--*Dominio pseudo-sencillo (PSD)*

Esto ocurre cuando existe un comportamiento intermedio entre el de partículas MD y SD, lo cual produce una alta magnetización remanente, con fuerza de coercitividad baja. Este comportamiento se refleja para la magnetita entre aproximadamente 0.1-20 μm dependiendo de la forma de las partículas. La importancia de este tipo de dominio es porque la mayoría de especímenes naturales entran en esta categoría.

--*Dominio superparamagnético (SPD)*

Este dominio ocurre cuando los tamaños de grano decrecen aún más del límite de SD, la magnetización remanente y la coercitividad tienden a ser nulas. La energía térmica es mayor que la energía interna que mantiene los momentos magnéticos alineados.

El estado magnético (SD, MD, PSD) se describen a partir del ciclo de histéresis. La histéresis magnética es la tendencia de un mineral a conservar una magnetización en la ausencia del estímulo (campo magnético) que la ha generado. Es decir, cuando un material ferromagnético, sobre el cual actúa un campo magnético, cesa la aplicación de éste, el material no anula completamente su magnetismo, sino que permanece un cierto magnetismo residual. Para desmagnetizarlo será precisa la aplicación de un campo contrario al inicial.

--El ciclo de histéresis (curva, lazo o bucle de histéresis) muestra la curva de magnetización de un material. Sea cual sea el material específico, la forma tiene características similares.

* Al principio, la magnetización requiere un mayor esfuerzo magnético. Este intervalo es la llamada zona reversible.

* En un determinado punto, la magnetización se produce de forma proporcional. En ese punto se inicia la denominada zona lineal.

* Finalmente, se llega un instante a partir del cual, por mucha fuerza magnética que induzcamos al material, ya no se magnetiza más. Este es el llamado punto de inducción de saturación, que determina el inicio de la llamada zona de saturación.

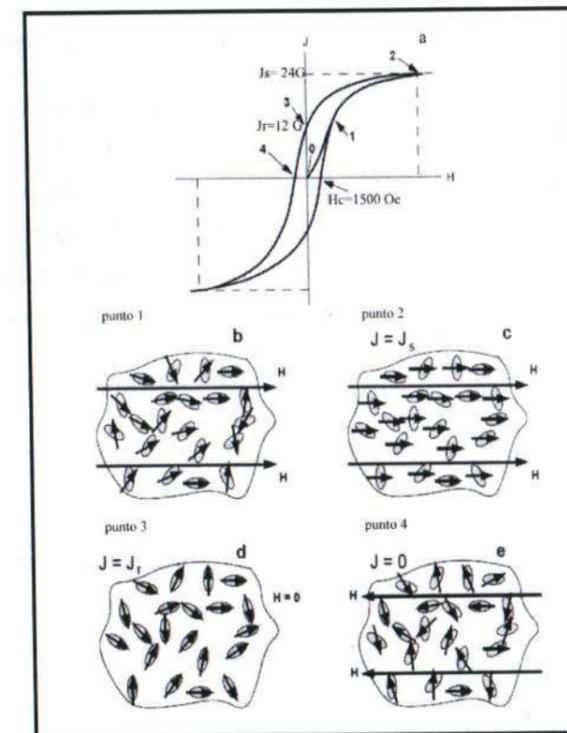


Fig. 2.5.3a Muestra el ciclo de Histéresis para partículas con dominio sencillo SD (Butler, 1998).

El ciclo de histéresis de los materiales ferromagnéticos y los valores numéricos de los parámetros característicos del ciclo de la histéresis, depende principalmente de la microestructura, tamaño y forma del conjunto de granos que forman la muestra. En el ciclo de Histéresis, los granos de dominio simple (SD) muestran patrones más eficientes en adquirir la magnetización remanente. Se lleva a cabo un experimento para poder explicar el ciclo de la Histéresis, para esto se considera una muestra sintética que contiene el 5 del volumen de partículas de magnetita elongadas de granos SD dispersos dentro de una matriz magnética.

2.6 Paleomagnetismo.

El paleomagnetismo es la disciplina que estudia el campo geomagnético del pasado Terrestre, o el de cualquier otro cuerpo planetario. Esto es posible debido a diferentes procesos por los cuales los materiales adquieren una magnetización remanente natural, dichos procesos serán comentados más ampliamente en las próximas secciones.

2.6.1 Tipos de magnetización.

--Magnetización remanente termal (TRM)

Ocurre cuando un material que estaba sobre la temperatura de Curie disminuye hasta por debajo de la temperatura de Curie. Una vez que esto sucede se activan las propiedades ferromagnéticas, los átomos con momentos magnéticos se alinean con respecto a cualquier campo magnético externo al que haya sido expuesto, esto debido a que los momentos magnéticos alineados y el sentido del campo externo tiene menor resistencia que los momentos magnéticos que no están alineados con el campo magnético.

--Magnetización remanente química (CRM)

Algunos tipos de alteraciones químicas podrían inducir una magnetización de tipo químico como es el caso de:

- Oxidación a bajas temperaturas
- Exsolución
- Diagénesis
- Deshidratación

Se diferencian dos tipos de CRM, y esto es por el crecimiento de nuevos minerales a través del volumen crítico, y por la recristalización o alteración de minerales preexistentes.

--Magnetización remanente deposicional (DRM)

Esta magnetización ocurre de manera diferente de como sucede con las rocas ígneas, las partículas magnéticas detríticas ya están magnetizadas y se alinean con el campo magnético externo mientras se caen en la columna de agua y se depositan sobre el fondo de algún ambiente sedimentario.

Ahora aun cuando ya se ha depositado las partículas pueden ser realineadas por un proceso llamado magnetización post-deposicional pDRM ya sea por la acción de bioturbación o alguna otra perturbación (Fig 2.6.1) de (Tauxe, 2005).

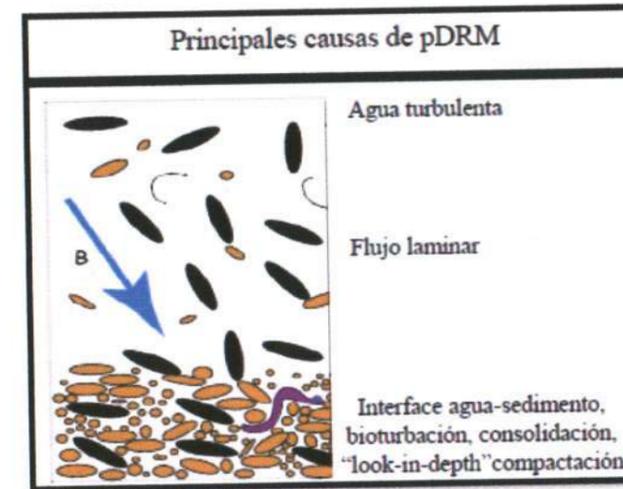


Fig. 2.6.1 Muestra las principales causas del pDRM, flujos turbulentos, flujo laminar, bioturbación (influencia de organismos), etc. (Tauxe 2005).

--Magnetización remanente Isotermal (IRM)

Esta magnetización es adquirida cuando se expone el material a un campo magnético de gran intensidad por cortos periodos de tiempo, 100 segundos por ejemplo, y después es removido, entonces el material conserva cierta magnetización después de haber removido este campo como es el caso de los campos magnéticos cercanos a una descarga eléctrica atmosférica.

--Magnetización remanente viscosa (VRM).

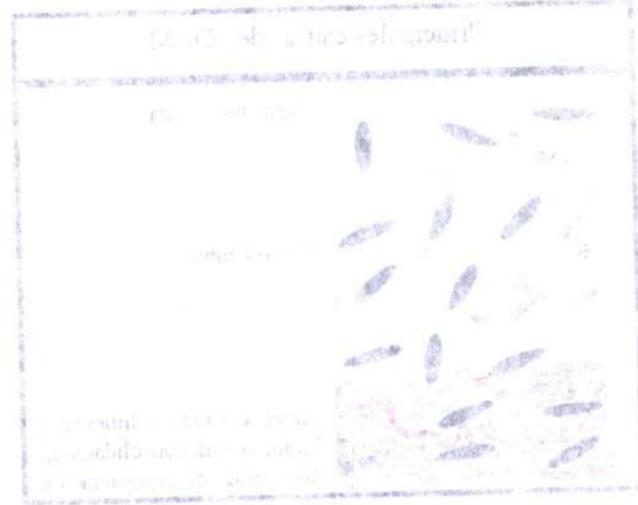
Es la que se adquiere debido a la presencia de campos magnéticos débiles. Por lo general, se debe a la continua acción por largos periodos de tiempo del campo magnético después de la formación de la roca.

--Magnetización remanente natural (NRM)

La magnetización remanente natural es una combinación de una o más magnetizaciones antes mencionadas que existen de forma natural en una roca o sedimento; es decir, la magnetización que posee la roca in-situ antes de cualquier tratamiento en el laboratorio. Normalmente la NRM posee más de una magnetización (o componente del NRM), debido a lo antes mencionado, entonces la NRM podría describirse como:

$$\text{NRM} = \text{NRM primaria} + \text{NRM secundaria}$$

Las principales fuentes de la NRM son:



- Magnetización termoremanente (TRM) adquirida durante el proceso de enfriamiento de la roca ígnea.
- Magnetización química remanente (CRM) adquirida por el crecimiento de cristales ferromagnéticos por debajo de la temperatura de Curie.
- Magnetización detrítica remanente (DRM) producida por la deposición de minerales detríticos ferromagnéticos en un medio acuoso.

2.7 Magnetoestratigrafía.

El paleomagnetismo se aplica en la Magnetoestratigrafía, basándose en correlaciones estratigráficas y geocronológicas de una secuencia de rocas utilizando algunas características magnéticas (Butler, 1998). La característica más empleada es la magnetización remanente primaria que registra cambios en la polaridad del campo geomagnético con la que se define la escala geomagnética de tiempo.

La magnetoestratigrafía se basa en los cambios de polaridad del campo geomagnético terrestre, de un período determinado, correlacionados con los registros estratigráficos de ese mismo período y de las anomalías magnéticas de piso oceánico. Analizando la magnetización remanente natural primaria se determina la orientación del campo magnético para la misma época de la formación de roca (Hailwood, 1989), si la dirección del Norte magnético es la misma que el Norte geográfico actual se dice que estamos en presencia de un campo magnético normal, se caracteriza por la inclinación positiva (hacia abajo) en el hemisferio norte y se representa de color negro en las tablas de escala temporal. Por lo contrario, si la dirección del Norte magnético apunta hacia el Sur geográfico, es decir inclinación negativa y dirección al sur en el hemisferio norte estamos en presencia de un campo magnético invertido o reverso; este se representa de color blanco en las tablas de escala temporal.

Se emplea la escala de tiempo de la polaridad geomagnética para así interpretar la magnetoestratigrafía. La polaridad magnética es el registro del inicio y duración de las inversiones de polaridades geomagnéticas de la Tierra, la escala de tiempo de polaridad geomagnética se desarrollo al estudiarse las rocas distribuidas en todo el mundo, en las cuales se observó que las rocas de periodos de tiempo específico contienen minerales magnéticos con orientación opuesta al campo magnético actual. Se pueden establecer las edades aproximadas de las rocas comparando los patrones de inversiones magnéticas con los de las edades de rocas ya conocidas.

A este proceso se le llama calibración. La calibración de la escala de polaridad magnética se ayuda también de las anomalías de piso oceánico para el Jurásico o tiempo más joven

(Cande y Kent, 1995; Gradstein et al., 2005). Su utilización para la correlación biostratigráfica es esencial para el desarrollo de la escala de tiempo geológico.

CAPÍTULO 3. MÉTODOS.

3.1 Métodos en campo de muestras para obtener datos paleomagnéticos.

Antes de describir los métodos utilizados para tomar muestras paleomagnéticas en campo, es necesario aclarar la terminología técnica. Esta terminología se debe a la jerarquización estadística de los datos paleomagnéticos. Los términos utilizados son:

Sitio. En rocas sedimentarias corresponden a una unidad depositada en el mismo tiempo en promedio (capa o estrato), en rocas ígneas volcánicas corresponde a una unidad de enfriamiento o flujo. Un sitio corresponde a una observación instantánea del campo geomagnético.

Núcleos o muestras. Corresponden a las perforaciones tomadas en cada sitio. En promedio se deben tomar de 3 a 10 muestras por sitio. Los núcleos tienen un diámetro estándar de 2.5 centímetros y el alto dependerá de la resistencia de la roca. Cada núcleo se orienta de forma independiente en el campo.

Especímen. Cada muestra o núcleo es dividido en varios especímenes. Estas piezas de roca son preparadas para las mediciones correspondientes en el laboratorio. Deben tener 2.00 cm de altura. Lo más conveniente es obtener varios especímenes de cada núcleo, esto ayuda a tener un mayor número de experimentos y por lo tanto comprobar la homogeneidad de la Magnetización Remanente Natural (NRM).

--Muestreo

En este estudio paleomagnético, se obtuvieron núcleos con una perforadora portátil (*fig. 3.1a*) especialmente modificada para la extracción "in situ" de las muestras paleomagnéticas. Fue necesario tomar un mínimo de 2 a 6 núcleos por sitio dependiendo de la roca, los cuáles posteriormente fueron cortados en el laboratorio en uno o más especímenes de un aproximado de 10cm^3 .

--Orientación y extracción de muestras

Las muestras deben ser orientadas in-situ antes de ser extraídas y fue necesario utilizar un dispositivo orientador no magnético (*Fig. 3.1b*). La inclinación (ángulo con la horizontal) del núcleo se mide con un inclinómetro y el azimuth con una brújula magnética o solar. Después de tomar notas de la orientación se procede a realizar una marca fiducial en el núcleo con un alambre de cobre (Tauxe, 2005).

Las muestras deben ser marcadas indicando la marca fiducial y la polaridad del núcleo. Igualmente se deben marcar con el nombre de la localidad (iniciales), sitio (número),

Las muestras deben ser marcadas indicando la marca fiducial y la polaridad del núcleo. Igualmente se deben marcar con el nombre de la localidad (iniciales), sitio (número), muestras (letra mayúscula de la A a la Z) y espécimen (número), a todo esto llamado código.

En este caso en la Sierra del Tentzo se perforaron 17 sitios en limolitas, areniscas y conglomerados de los cuales se obtuvieron 115 muestras es un espesor continuo de 400m.



Fig. 3.1a Fotografía de Perforadora portátil con la cual se obtuvieron los núcleos; Fig 3.1b Fotografía del dispositivo orientador utilizado durante el presente trabajo.

3.2 Métodos de Laboratorio

--Preparación de muestras.

Ya que se orientaron las muestras en campo, procede la etapa de preparación en el laboratorio de paleomagnetismo. Empezamos por buscar la marca fiducial en el núcleo y remarcarla con un marcador permanente, o bien, con marcadores aptos que resistan las temperaturas a las cuales serán calentados los especímenes a desmagnetización térmica. Esto es de suma importancia para la identificación de cada muestra y así evitar confusiones entre muestras provenientes del mismo sitio.

Después que las muestras han sido marcadas debidamente tanto en la línea fiducial y el código correspondiente, se procede a cortarlas de una medida estándar de 2.10 cm. Para este trabajo se usó la máquina cortadora que se ve en la (Fig. 3.2a). Esta cortadora tiene una sierra especial con polvo de diamante para facilitar el corte de las muestras. Es importante mencionar que la cortadora está hecha de un metal poco magnético, con lo que se asegura la menor contaminación posible de las muestras con respecto a sus propiedades magnéticas. Una vez cortada la muestra en una cantidad de especímenes es

La muestra se divide en tres partes iguales para ser sometidas a los diferentes tratamientos de laboratorio. Una parte se utiliza para la realización de la prueba de susceptibilidad magnética, otra para la realización de la prueba de susceptibilidad térmica y la última para la realización de la prueba de susceptibilidad química.

En esta parte se describe el método de preparación de las muestras para ser sometidas a las pruebas de laboratorio. El método de preparación de las muestras se describe a continuación:



Fig. 3.2a Diagrama de la muestra antes de ser cortada. Fig. 3.2b Diagrama de la muestra después de ser cortada.

El método de preparación de las muestras se describe a continuación:

El método de preparación de las muestras se describe a continuación:

El método de preparación de las muestras se describe a continuación:

necesario que estos también estén marcados plenamente para que puedan ser identificados. Para estos especímenes es necesario hacer no solo referencia a la muestra de procedencia sino también el lugar que ocupan estos dentro de la muestra. Por conveniencia se decide utilizar letras del alfabeto, donde el espécimen Sitio_#muestra_Z es el que se encuentra más al interior de la muestra, el menos alterado en la base de la muestra (Fig. 3.2b).

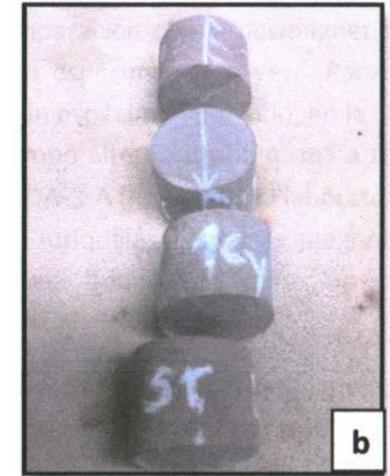
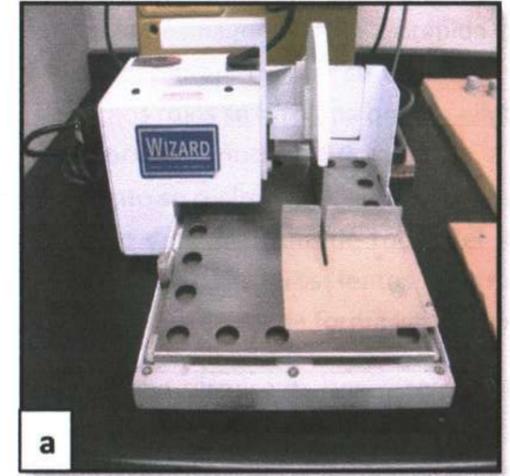


Fig. 3.2a Fotografía de cortadora utilizada en el presente trabajo. Fig. 3.2b Fotografía de los especímenes marcados adecuadamente, listos para medirse.

--Medición de NRM.

Se realizaron las mediciones del NRM con el magnetómetro de giro JR-5 que se encuentra en el laboratorio de paleomagnetismo y magnetismo de rocas en el Centro de Geociencias (CGEO) Campus Juriquilla. El volumen aproximado de los especímenes cilíndricos es de 10cm^3 y la magnetización se reporta como momento magnético por unidad de volumen. El magnetómetro permite que cada espécimen se oriente de forma manual, permitiendo así determinar la dirección e intensidad resultante del vector de magnetización remanente con una sensibilidad de $2.4 \times 10^{-6}\text{A/m}$ ($2.4 \times 10^{-9}\text{emu}$) (Fig. 3.2c).

--Método de desmagnetización

Para este trabajo se realizó la desmagnetización por campos alternos y la desmagnetización térmica.

recuento que estos también están... Para esto se realizó la desmagnetización por campo y la desmagnetización térmica.

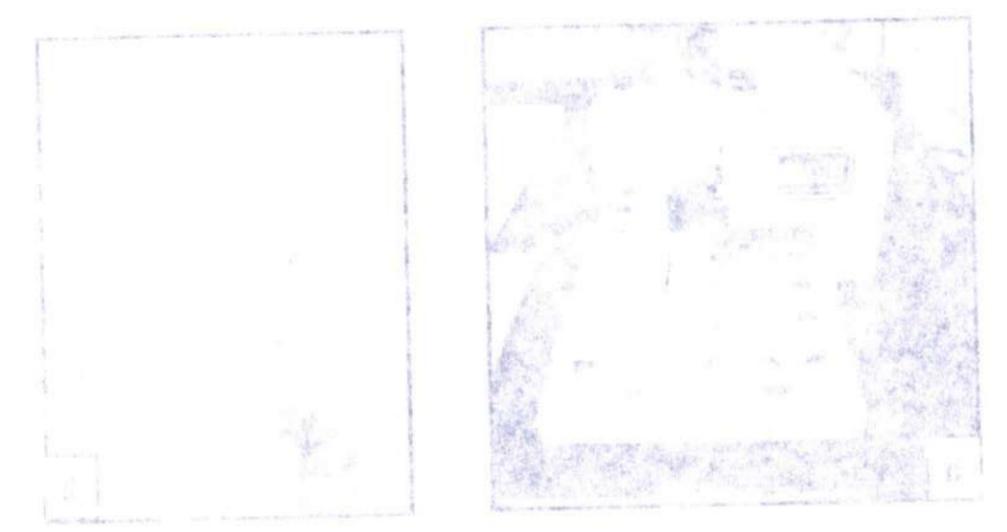


Fig. 3.2d) del laboratorio de paleomagnetismo y magnetismo de rocas del (CGEO) Juriquilla, el cual desmagnetiza el espécimen por medio de giros lentos dentro de una bobina, al aplicar un campo magnético alterno que decae de forma lineal o exponencial.

La desmagnetización térmica es una técnica que aprovecha la relación entre tiempo de relajación y la temperatura. Esto es que habrá una temperatura por debajo de la temperatura de Curie a la cual el tiempo de relajación es de tan solo unos pocos segundos, y cuando se lleva el espécimen a esta temperatura los granos con tiempos de relajación relativamente cortos; como se mencionó antes, estarán en equilibrio con el campo que dentro del horno es nulo. A esta temperatura se le conoce como temperatura de desbloqueo. Las contribuciones de los granos con baja estabilidad pueden ser aleatorizadas con el NRM, lo cual no sucede con el método anteriormente mencionado. Ahora bien, si durante el tiempo de enfriamiento del espécimen hubiese un campo magnético con dirección en particular, los granos con poca estabilidad tomarían esta dirección. A este proceso se le denomina Magnetización Remanente parcial Térmica (pTRM). Las muestras de la Formación Atzompa se sometieron a desmagnetizaciones térmicas progresivas que van de 100°C hasta 610°C, en ciclos de calentamiento y enfriamiento de 45 minutos a 1.5 horas. Esto se llevó a cabo en el desmagnetizador térmico modelo TD-48 SC (fig. 3.2e), el cual consta de un horno no inductivo con capacidad de 48 muestras y el cual alcanza temperaturas de hasta 750°C. Después que cada espécimen es desmagnetizado a un campo alterno en particular, o a cierta temperatura, es necesario volver a medir su NRM hasta remover por completo la magnetización remanente. Con estos datos se construye el diagrama de Zijderveld para interpretar la composición vectorial del NRM.

granos con poca estabilidad o con coercitividad menor a la del campo alterno aplicado perderán su magnetización, mientras que aquellos con coercitividad más alta o estables, conservarán la dirección remanente (Butler, 1998).

De esta manera se eliminan las componentes secundarias producidas por eventos después de la formación de la roca, conservando en mayor parte sólo la componente primaria o remanente, que es atribuida a eventos durante su formación. Una ventaja de este método es que la desmagnetización es rápida en comparación con la desmagnetización térmica y una desventaja es que se desmagnetiza un espécimen a la vez. Para estas muestras de lechos rojos se hizo una prueba piloto de un espécimen por sitio, en la cual se expuso cada espécimen durante 10 segundos a un campo alterno desde 4 mT a 60 mT. Este procedimiento se realizó en el desmagnetizador LDA-3-A (fig. 3.2d) del laboratorio de paleomagnetismo y magnetismo de rocas del (CGEO) Juriquilla, el cual desmagnetiza el espécimen por medio de giros lentos dentro de una bobina, al aplicar un campo magnético alterno que decae de forma lineal o exponencial.

La desmagnetización térmica es una técnica que aprovecha la relación entre tiempo de relajación y la temperatura. Esto es que habrá una temperatura por debajo de la temperatura de Curie a la cual el tiempo de relajación es de tan solo unos pocos segundos, y cuando se lleva el espécimen a esta temperatura los granos con tiempos de relajación relativamente cortos; como se mencionó antes, estarán en equilibrio con el campo que dentro del horno es nulo. A esta temperatura se le conoce como temperatura de desbloqueo. Las contribuciones de los granos con baja estabilidad pueden ser aleatorizadas con el NRM, lo cual no sucede con el método anteriormente mencionado. Ahora bien, si durante el tiempo de enfriamiento del espécimen hubiese un campo magnético con dirección en particular, los granos con poca estabilidad tomarían esta dirección. A este proceso se le denomina Magnetización Remanente parcial Térmica (pTRM). Las muestras de la Formación Atzompa se sometieron a desmagnetizaciones térmicas progresivas que van de 100°C hasta 610°C, en ciclos de calentamiento y enfriamiento de 45 minutos a 1.5 horas. Esto se llevó a cabo en el desmagnetizador térmico modelo TD-48 SC (fig. 3.2e), el cual consta de un horno no inductivo con capacidad de 48 muestras y el cual alcanza temperaturas de hasta 750°C. Después que cada espécimen es desmagnetizado a un campo alterno en particular, o a cierta temperatura, es necesario volver a medir su NRM hasta remover por completo la magnetización remanente. Con estos datos se construye el diagrama de Zijderveld para interpretar la composición vectorial del NRM.

magnetización remanente. Con estos datos se construye el diagrama de Zijderveld para interpretar la composición vectorial del NRM.

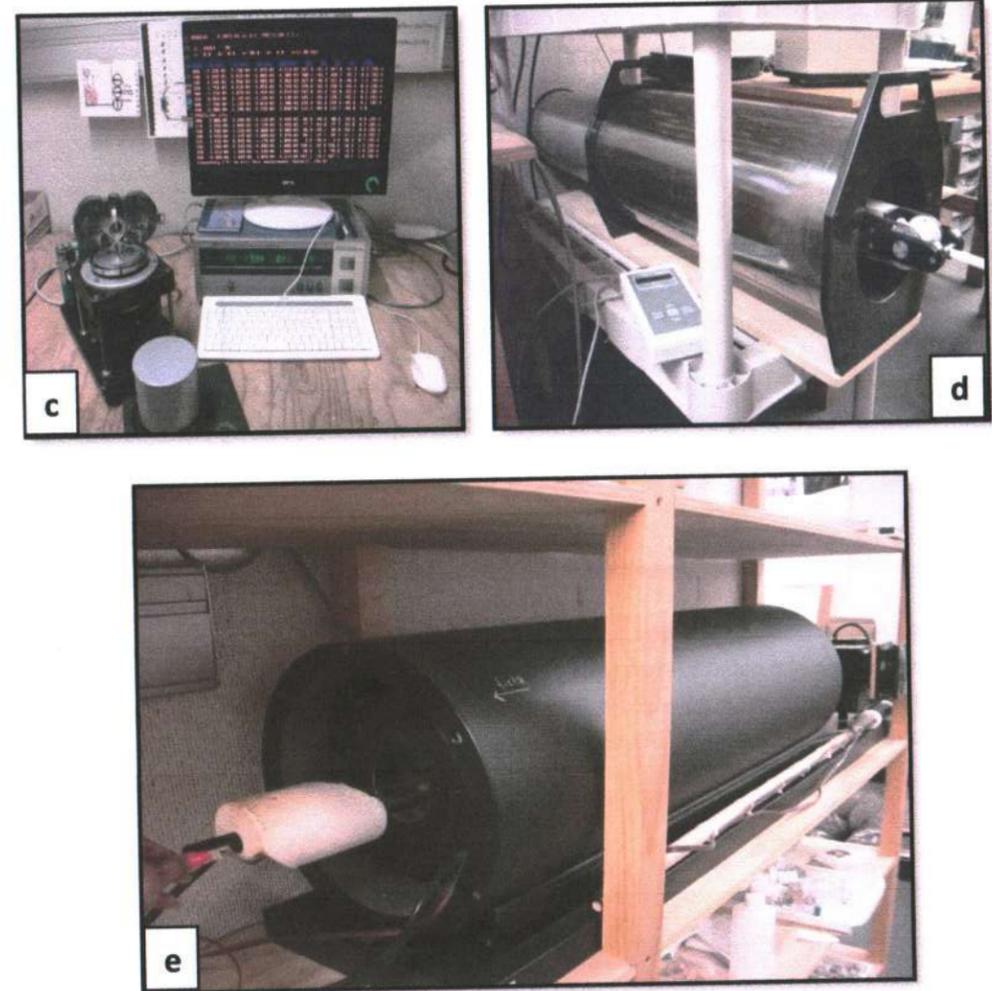
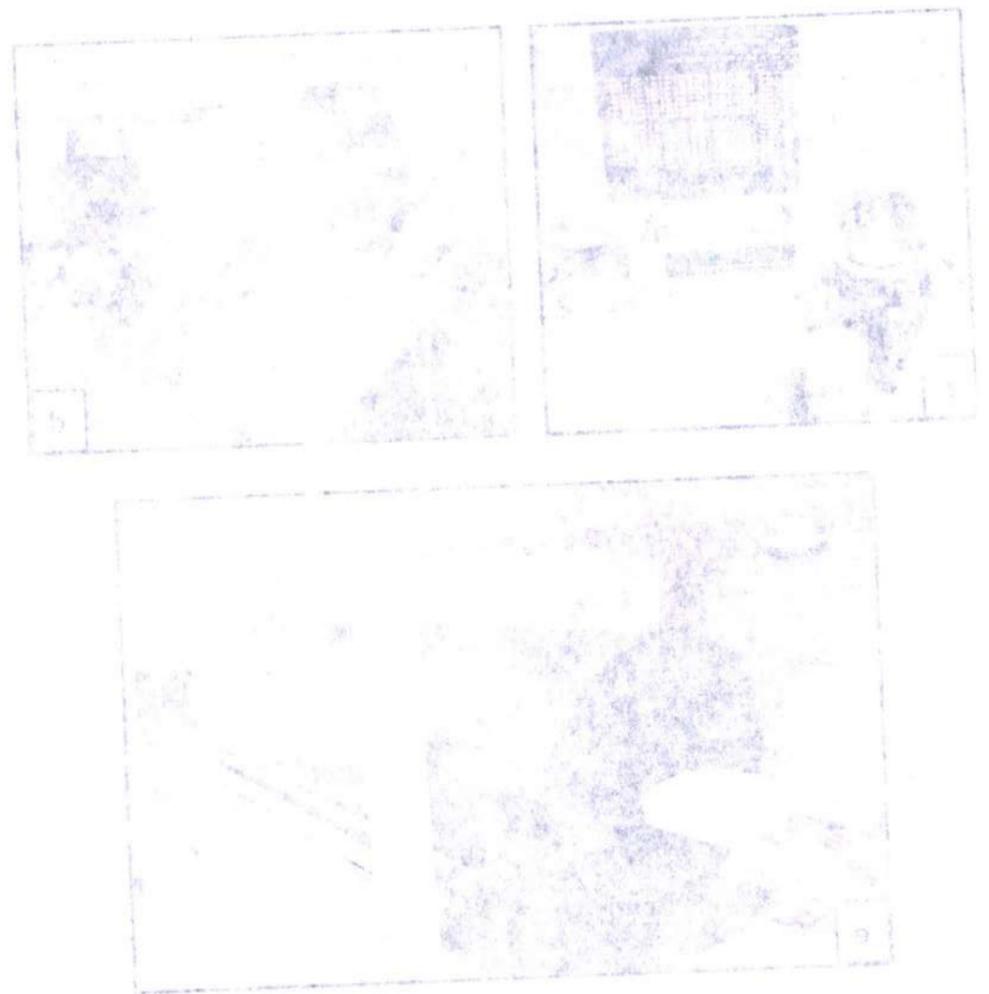


Fig 3.2c Fotografía del magnetómetro de giro JR-5; Fig 3.2d Fotografía del desmagnetizador por campos alternos y Fig 3.2e Fotografía del desmagnetizador térmico, todos utilizados durante el presente trabajo.

--Diagrama de Zijderveld

El diagrama de Zijderveld es la representación gráfica de la componente horizontal en el plano XY y la componente vertical sobre el plano XZ del vector de magnetización, y para esto se utiliza la proyección de este vector sobre estos dos planos en una misma



remante en sus componentes norte, este y vertical, y separa la dirección característica o magnetización primaria J_r de las direcciones secundarias J_i .

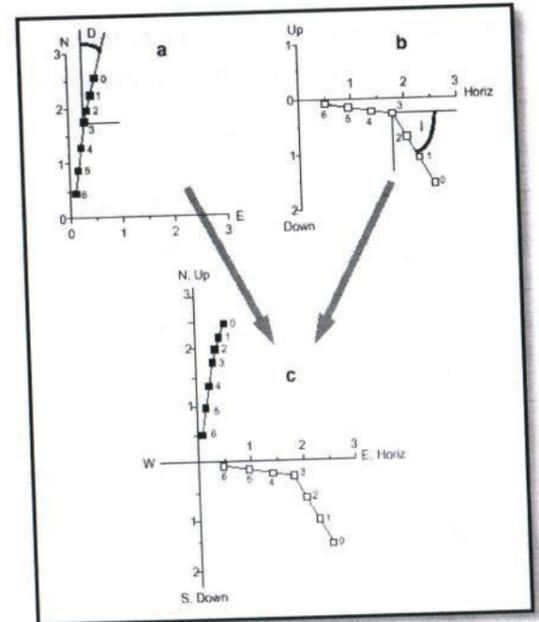


Fig 3.2f Imagen de diagrama que permite visualizar el vector a través de las proyecciones en dos planos ortogonales (3D) en un esquema (2D). Los círculos sólidos (abierto) corresponden a la proyección en el plano horizontal (vertical). Cada punto corresponde a un paso en el proceso de desmagnetización. Las inclinaciones son positivas cuando el vector de magnetización apunta hacia arriba. Imagen tomada de (Butler, 1998).

3.3 Procesado de Datos Paleomagnéticos

••Dirección Media de Fisher

La estadística de Fisher es una herramienta a la que se recurre para el procesado de datos direccionales, específicamente para el tratamiento de datos 3D estadísticamente.

Para caracterizar una distribución direcciones mediante la estadística de Fisher es necesario conocer 3 parámetros los cuales son:

- Dirección media.
- Indicador estadístico que indique la medida de la dispersión de las direcciones (equivalente de desviación estándar en distribución Gaussiana).

- Límite de confianza que establezca la confiabilidad tanto de la dirección media como la dispersión (α_{95}).

Para calcular la dirección media desde el grupo de vectores unitarios, los cosenos directores para estos vectores unitarios están dados por:

$$li = \cos li * \cos Di \qquad mi = \cos li * \sin Di \qquad ni = \sin li$$

Donde Di es la declinación del vector i, li es la inclinación del vector i, y li, mi, ni son los cosenos directores del vector i con respecto a las direcciones norte y este.

$$l = \frac{\sum_{i=1}^n li}{R} \qquad m = \frac{\sum_{i=1}^n mi}{R} \qquad n = \frac{\sum_{i=1}^n ni}{R}$$

Donde R es el vector resultante el cual está dado por:

$$R = \sqrt{(\sum_{i=1}^N li)^2 + (\sum_{i=1}^N mi)^2 + (\sum_{i=1}^N ni)^2}$$

De los cosenos directores de la dirección media se obtiene la dirección media de Fisher:

$$D = \tan^{-1}\left(\frac{m}{l}\right) \qquad I = \sin^{-1}\left(\frac{n}{R}\right)$$

Después se procede a calcular el indicador estadístico equivalente a la desviación estándar, llamado "estimación angular de la desviación estándar", también conocido como dispersión angular. Para esto se necesita calcular el parámetro de presión k, el cual está dado por:

$$k = \frac{N-1}{N-R}$$

Donde N es el número de vectores y R es el vector resultante.

Entonces la dispersión angular s puede obtenerse con:

$$s \approx \frac{81^\circ}{\sqrt{k}}$$

Por último sólo resta calcular el límite de confianza conocido como α_{95} el cual puede calcularse por:

$$\alpha_{95} = \frac{140^\circ}{\sqrt{k \cdot N}}$$

En estos tiempos es posible calcular todos estos parámetros por medio de un software llamado PmagTool, y el cual utilizamos para obtener los resultados de inclinación y declinación, k y α_{95} de las muestras de lechos rojos de la Sierra del Tenzo.

3.4 Método en Campo: Levantamiento de la Columna Estratigráfica.

El levantamiento y descripción de la columna estratigráfica se empezó a realizar aguas abajo sobre el drenaje del arroyo el pocito a partir de un afloramiento de calizas de cuenca con ubicación 14Q (595890m E, 2078085m N). Para la delimitación del espesor de cada capa o estrato se utilizó la brújula y "Bara de Jacob" (Fig. 3.4a y b).

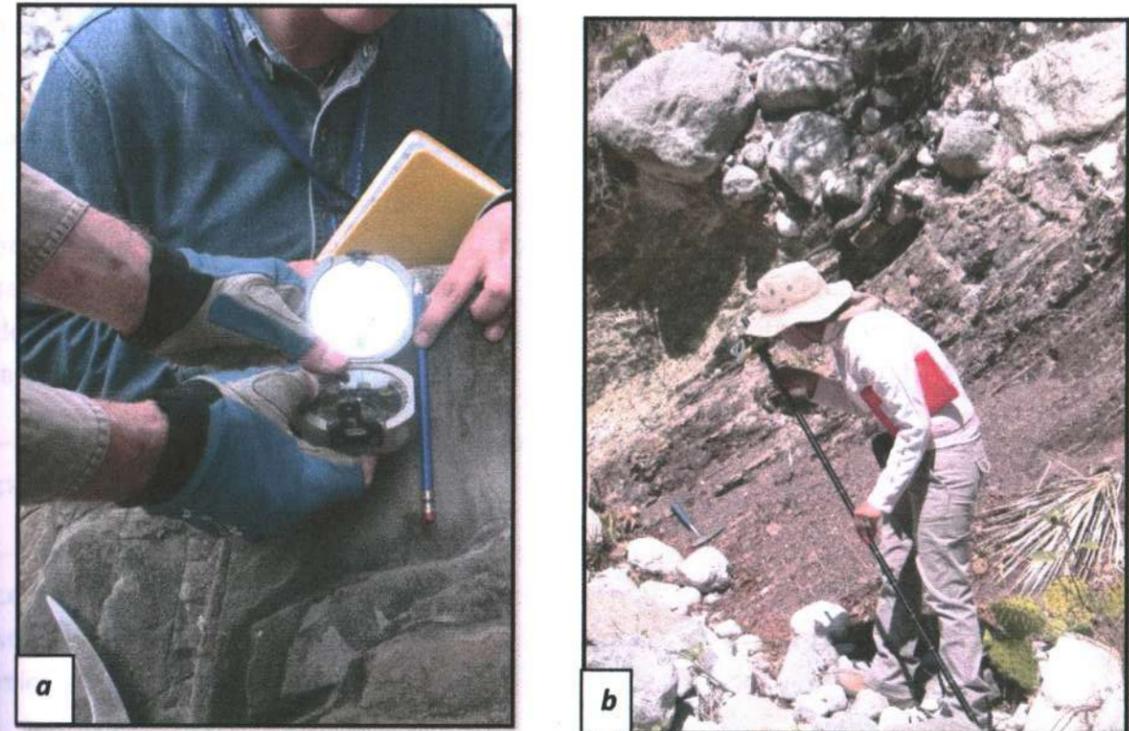


Fig. 3.4a Fotografía de brújula para indicar el rumbo a seguir el levantamiento de la columna estratigráfica, además de medir datos estructurales sobresalientes del afloramiento. Fig. 3.4b Fotografía donde se observa utilizando la Bara de Jacob.

El tiempo es positivo... los resultados en el tiempo y...
...los resultados en el tiempo y...
...los resultados en el tiempo y...

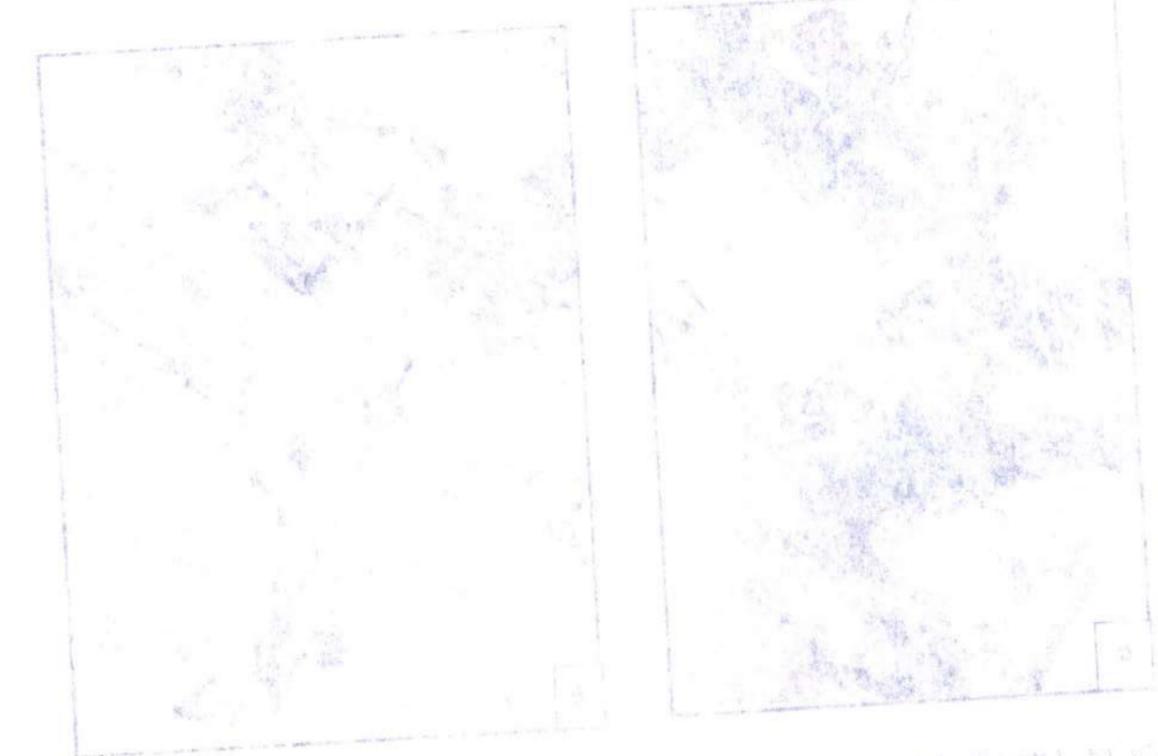


Fig. 24. Estratigrafía de la columna estratigráfica...
...estratigrafía de la columna estratigráfica...

Fue necesario describir cada uno de los siguientes parámetros vistos en campo.

- Litología: Se determina de acuerdo a la granulometría: arenas, gravas, limos o arcillas.
- Color: Las capas sedimentarias poseen colores característicos de acuerdo a su litología, aunque esto es variable, siempre es necesario verificarlos por medio de la observación y descripción de muestras de mano.
- Diámetro máximo de clastos: Se aplica para gravas ó conglomerados, este parámetro indica la variación de la energía máxima con la que se transportó cierto sedimento clástico.
- Textura: La textura es el arreglo o la forma en cómo se orientan las clastos dentro de una capa sedimentaria, mayormente se utiliza los términos matriz-soportada o clasto-soportante para describir la disposición de las gravas en sedimentos y conglomerados en rocas sedimentarias.
- Clasificación ó selección: La selección de los granos es la uniformidad existe entre los tamaños e las gravas y/o arenas así como para sus equivalentes en rocas sedimentarias.
- Tipo de los clastos: Esta descripción permite entender qué tipo de roca original se ha erosionado (fuente de proveniencia) y posteriormente transportado a lo largo de una serie de ambientes sedimentarios, para el caso de las gravas se identifica qué tipo se ha depositado y para el caso de las arenas, se identifica los constituyentes mineralógicos que la componen.
- Estructuras sedimentarias: Corresponde a los procesos físicos que han transportado cada capa de sedimento o estrato.
- Forma: La forma de las gravas y arenas es un factor importante que permite establecer cómo ha sido el transporte de los sedimentos. En gravas y/o conglomerados las formas son más notorias que en las arenas, para este último caso se utiliza una lupa de mano o un microscopio petrográfico de acuerdo a la escala de observación.
- Superficies erosivas: Normalmente son discontinuidades visibles entre una capa de material más fino y una gruesa, tienes diferentes geometrías, desde planas y no muy visibles, hasta onduladas convexas y cóncavas.
- Paleocorrientes y contenido fósil.

Después que la columna estratigráfica fue interpretada y dibujada a mano, se procedió a digitalizarla en el programa Illustrator, ayudó a que la columna pareciera un poco más estética y manipular convenientemente los dibujos digitalizados.

3.5 Métodos Petrografía de Láminas de Areniscas.

Esto se llevó a cabo en el Laboratorio de Microscopia de Barrido del Centro de Geociencias. El equipo para el desarrollo del análisis correspondiente fue un microscopio de luz transmitida marca Nikon (fig. 3.5), la descripción y conteo se hizo con un objetivo de 10x. Este análisis petrográfico no fue muy detallado o exhaustivo, puesto que sólo se quiso reconocer los componentes mineralógicos y sus principales características texturales y con eso poder determinar el tipo de arenisca. Se utilizó el análisis modal utilizando el método de Gazzi-Dickinson descrito (Ingersoll et al., 1984) para la descripción de la composición mineralógica de las muestras MIS 170B, 165 y 163D. Se pudo determinar el contenido de cuarzos monocristalinos (QM) y policristalinos (QP), feldespatos potásicos (Fk), plagioclasas (Pg), y fragmentos líticos (L) tanto metamórficos, volcánicos y sedimentarios, entre algunos minerales accesorios.

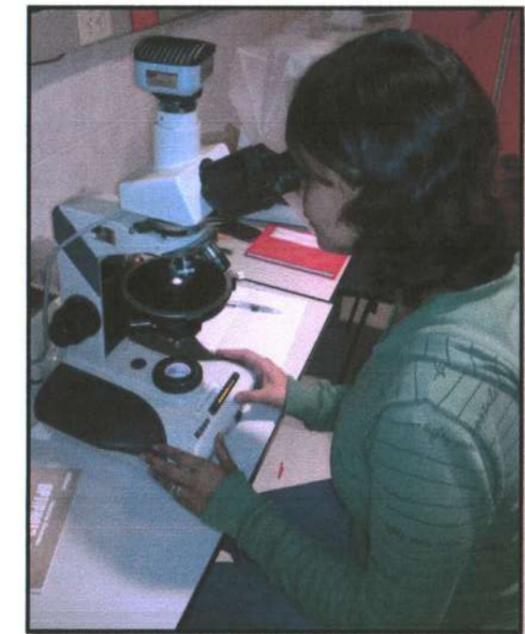
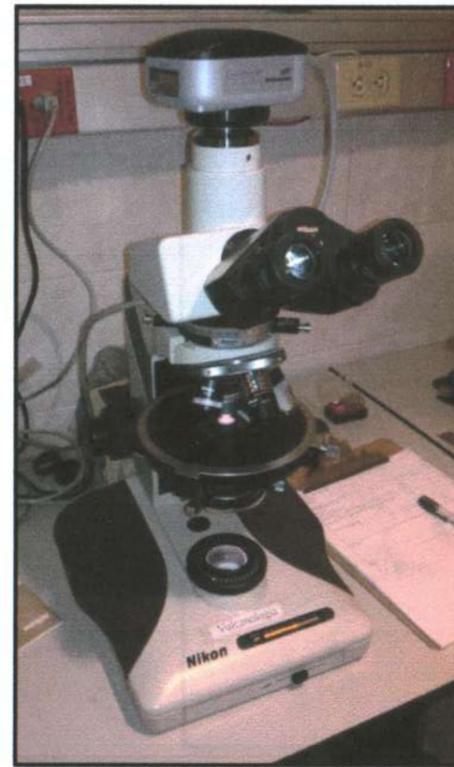
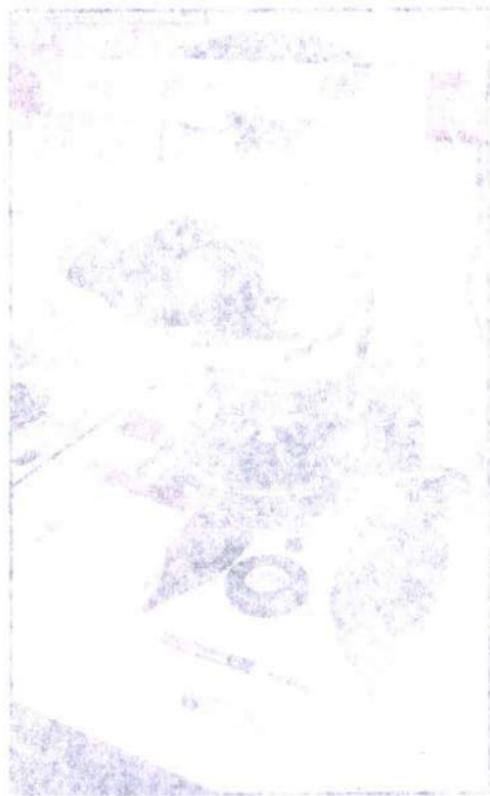
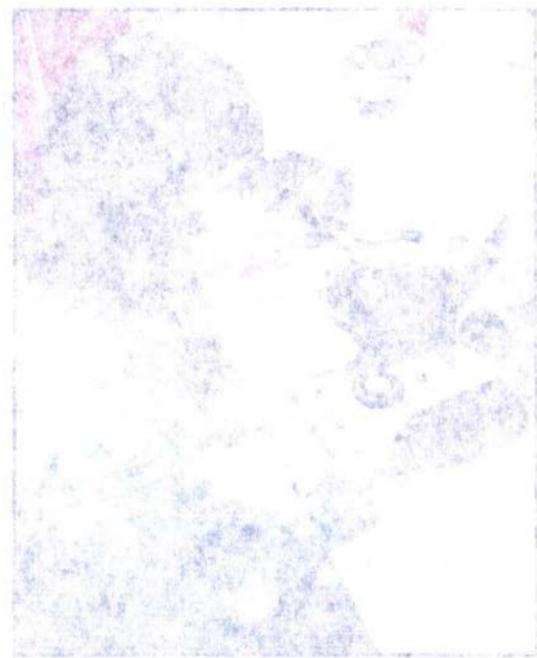


Fig. 3.5 Fotografías del microscopio de luz transmitida, con él se hizo el análisis y conteo de puntos de las tres laminas delgadas del presente trabajo.



CAPÍTULO 4. RESULTADOS E INTERPRETACIÓN.

4.1 Desmagnetización e Interpretación Paleomagnética.

La desmagnetización por campos alternos de las capas rojas de la Formación Atzompa permitió inferir que la magnetización característica reside en hematita, es de intensidad baja (10^{-4} A/m) y normalmente consiste de dos componentes; de algunas muestras se obtuvieron 3 componentes. La temperatura baja de desbloqueo tiene una dirección (in situ) hacia el oeste-noroeste o noroeste con inclinación negativa. La componente característica de alta temperatura está definida entre los 375° y 610° , (fig 4.1a y b); en algunos casos la componente característica no está bien definida por la presencia de magnetización secundarias o por la baja intensidad del NRM. Por ellos los ajustes lineales al diagrama de Zijdeveld para calcular la dirección de la componente característica producen valores MAD entre 5° y 15° . Si el valor MAD excedía 15° la muestra era descartada. La componente de baja temperatura está dirigida al sur y es de inclinación negativa.

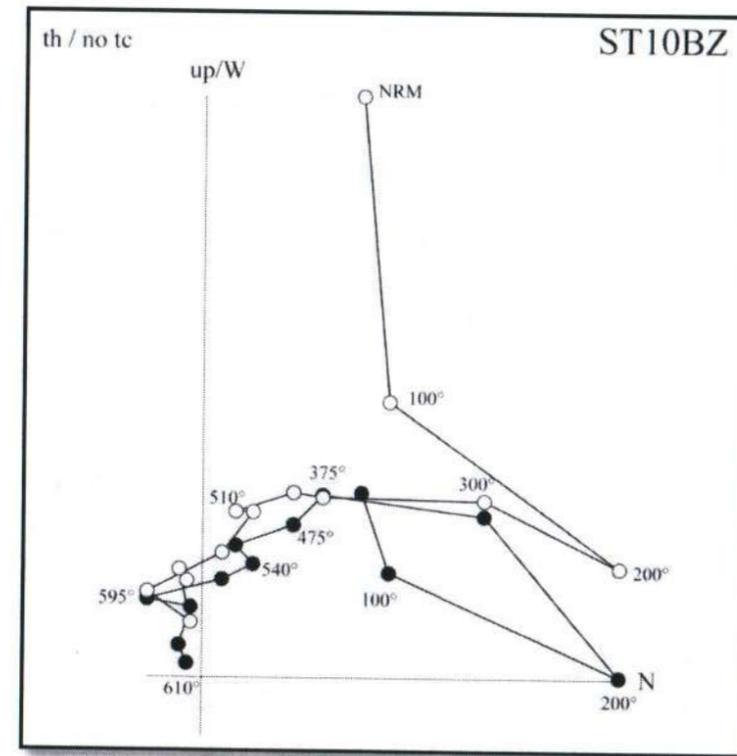


Fig. 4.1a Diagrama de Zijdeveld resultante de la muestra ST10BZ, que permite visualizar el vector de las tres componentes obtenidas de las desmagnetizaciones de las limolitas y areniscas finas de la Formación Atzompa (3D) en un esquema (2D). Se puede observar la componente de baja T (0° - 200°) y la de alta T (375° - 610°).

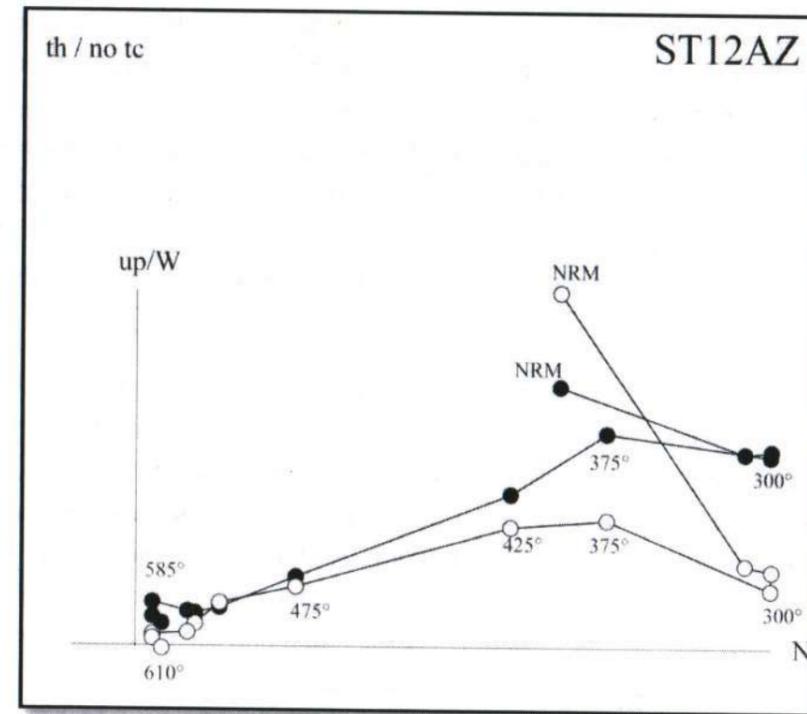


Fig. 4.1b Diagrama de Zijderveld resultante de la desmagnetización térmica de la muestra ST12AZ. Se observa la componente de baja T (0°-300°) y la componente de alta T (425°-610°).

Se observa también magnetización característica que tiene una dirección hacia el sureste o este-sureste (in-situ) con inclinación positiva, es decir, antipodal. La dispersión dentro de un sitio es relativamente alta, con valores de k generalmente menores a 40 y valores de α_{95} entre 15° y 20°, lo que atribuye a la baja intensidad y la relativamente baja calidad del registro paleomagnético que permitió aislar una magnetización característica en sólo 2 o 3 muestras por sitio.

La magnetización característica se definió en al menos una muestra en 15 de los 17 sitios muestreados. La dirección in-situ promedio de la componente característica de estas muestras, es de $D=301.6^\circ$ e $I=-41.6^\circ$ ($n=15$, con un intervalo de confianza $\alpha_{95}=12.5^\circ$ y $k=10.3$ (Fig.4.1.c). Los sitios con dirección al NW tienen una media de $D=317.1^\circ$ e $I=-40.6^\circ$; $\alpha_{95}=18.3^\circ$ y $k=8.9$ (fig. 4.1d); donde los sitios al ESE tiene una media de $D=104.8^\circ$ e $I=40.0^\circ$; $\alpha_{95}=13.7^\circ$ y $k=24.9$ (Fig. 4.1d). Las direcciones son antipodales con una prueba positiva, aunque de tipo C por la dispersión de los grupos de direcciones (McFadden y McElhinny, 1990).

Al corregir la dirección estructuralmente, ya que las capas están volcadas en un pliegue anticlinal recumbente, se obtuvieron datos de $D=339.8^\circ$ y $I=17.4^\circ$ ($n=15$, $\alpha_{95}=12.5^\circ$ y $k=10.3$) (Fig 4.1e). Seleccionamos 9 sitios para el cálculo de la media de la formación,

eliminando sitios donde se obtuvieron menos de dos direcciones estables y eliminando también los sitios con dispersión muy alta. La media de los sitios seleccionados es de $D=334.8^\circ$ e $I=24.3^\circ$ ($n=9$, $\alpha_{95}=14.1^\circ$ y $k=14.2$ (fig. 4.1f). Todos estos datos estadísticos se representan en la (fig.4.1g) de acuerdo a (Fisher, 1995) y las medidas de las direcciones son concordantes con la dirección esperada de acuerdo a (Besse y Courtillot, 2002). La dispersión entre sitios indica una desviación angular estándar de 21.6° que juntos con la presencia de ambas polaridades sugiere que la variación secular está promediada en la media.

La magnetización se interpreta como anterior al plegamiento, ya que la dirección in situ no corresponde a una dirección esperada para el Cretácico o para un tiempo más joven que éste. La magnetización característica se interpreta además como una magnetización primaria, adquirida durante el depósito o cercanamente a éste. Esta interpretación se basa en el carácter dual de la polaridad grabada. La magnetización reside en hematita, aunque por el hecho se puede interpretar como residente en hematita pigmentaria, es decir, una magnetización de tipo químico.

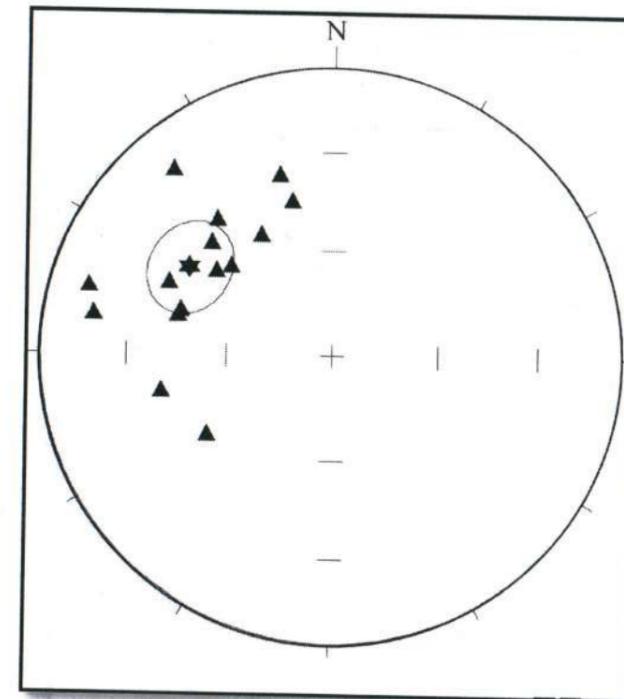


Fig. 4.1c Red de proyección de igual-área de las muestras ST, donde la dirección in-situ promedio de la componente característica es de $D=301.6^\circ$ e $I=-41.6^\circ$.

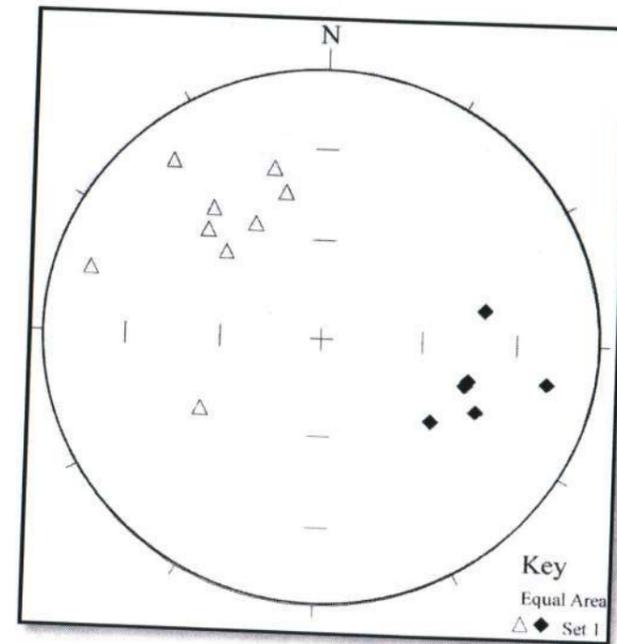


Fig. 4.1d Red de proyección de igual-área que muestra las direcciones observadas en los 15 de los 17 sitios, Donde al NW tienen una media de $D=317.1^\circ$ e $I=-40.6^\circ$. Donde los sitios al ESE tiene una media de $D=104.8^\circ$ e $I=40.0^\circ$

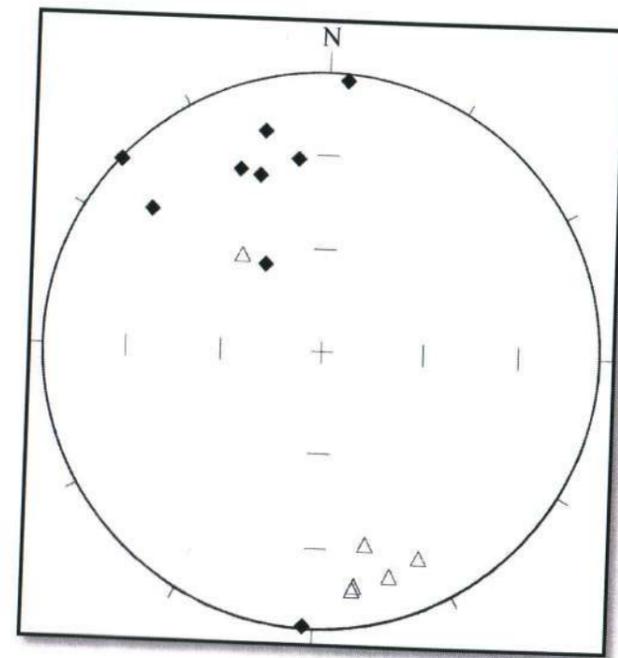


Fig. 4.1e Muestra la red de proyección de igual-área al corregir la dirección estructural de las capas, pues estas están volcadas en un pliegue anticlinal recumbente, se obtuvieron datos de $D= 339.8^\circ$ y $I=17.4^\circ$.

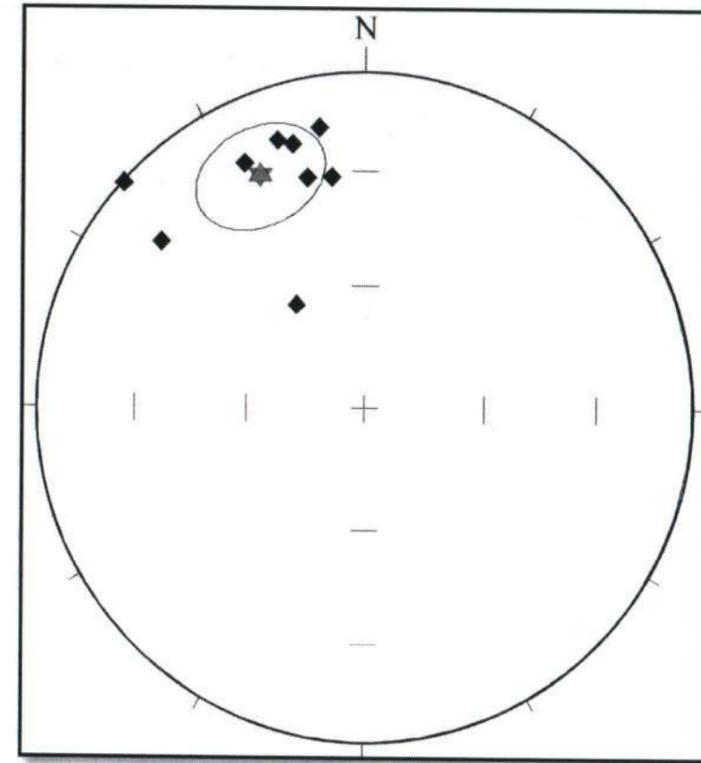


Fig. 4.f Red de proyección de 9 de los 15 sitios seleccionamos, donde se hizo el cálculo de la media de la Formación de las capas rojas, eliminando sitios donde se obtuvieron menos de dos direcciones estables y eliminando también lo sitios con dispersión muy alta. La media de los sitios seleccionados es de $D=334.8^\circ$ e $I=24.3^\circ$.

Tabla de datos paleomagnéticos Sierra del Tenzo, Formación Atzompa

Sitio	n\nd	Dec (°)	Inc (°)	k	α_{95}	Dec (°)	Inc (°)		
1	4\5	329.5	-49.5	25.3	18.6	351.5	30.9		
2	3\5	313.4	-42.1	10.1	22.4	343.9	19.3		
3	4\5	345.3	-43.4	42.8	14.2	325.6	59.4		
4	2\5	312	-51.1			339.1	33.2		
5	2\5	343.4	-34.5			319.1	-52.9		
6	1\5	237.6	-48			3.8	2.6		
7	5\9	286.1	-14.1	24.1	19.7	312.1	0.2		
8	0\5								
9	5\7	100.4	17.9	19.1	18.8	152.8	-19.2		
10	2\3	319.9	-37.9			334.4	28.9		
11	0\4								
12	3\6	319.7	-16.1	40.7	19.6	308.4	21.4		
13	7\9	114.6	38.2	39.2	12.4	161.2	-16.8		
14	5\8	106.8	44.6	25.2	15.5	170.3	-16.3		
15	1\4	104.9	44.2			170.8	-15		
16	2\5	78.2	39.7			182.2	1.4		
17	3\8	126.6	48.6	105.1	3.9	165.4	-29.8		
MEAN	15	301.6	-41.6	10.3	12.5	339.8	17.4	8.4	14.1
SELECTED	9	305.3	-36.8	12.7	15	334.8	24.3	14.1	14.2

Fig. 4.1g Imagen de tabla representando los resultados estadísticos de los datos paleomagnéticos de la Formación Atzompa calculados de acuerdo a (Fisher, 1995).

4.2 Columna Estratigráfica.

De acuerdo al levantamiento y descripción en los afloramientos de las capas rojas de la Formación Atzompa se obtuvo en total una columna estratigráfica de 1568 m de espesor.

En la base de la sección se tiene un conglomerado con clastos del Complejo Acatlán que son esquistos verdes micáceos con clorita, gneis, venas de cuarzo blanco y lentes discontinuos de cuarzo, algunos clastos de roca polideformada ¿metasedimentaria? y fragmentos de caliza que muestran intenso plegamiento (fig. 4.2a), esto con un espesor de aproximadamente 90 m. Siguiendo aguas arriba sobre el arroyo afloran secuencias de capas rojas-marrón finas muy bien definidas y conglomerado con clastos del Acatlán, riolita y cuarzo. Se observa que pasa a un ambiente transicional con una secuencia de



Fig. 4.2a Fotografía a base de la columna donde se observan fragmentos del Acatlán.



Fig. 4.2b Fotografía que muestra las Capas rojas- Fm Atzompa, de coloración pardo-rojiza que meteorizan a pardo, intercaladas con estratos o paquetes de estratos de lutitas color rojizo que meteorizan a pardo.



Faint, illegible text caption for the top photograph.



Faint, illegible text caption for the bottom photograph.



Fig. 4.2c Fotografía que muestra el afloramiento del conglomerado masivo en la Sierra del Tentzo.

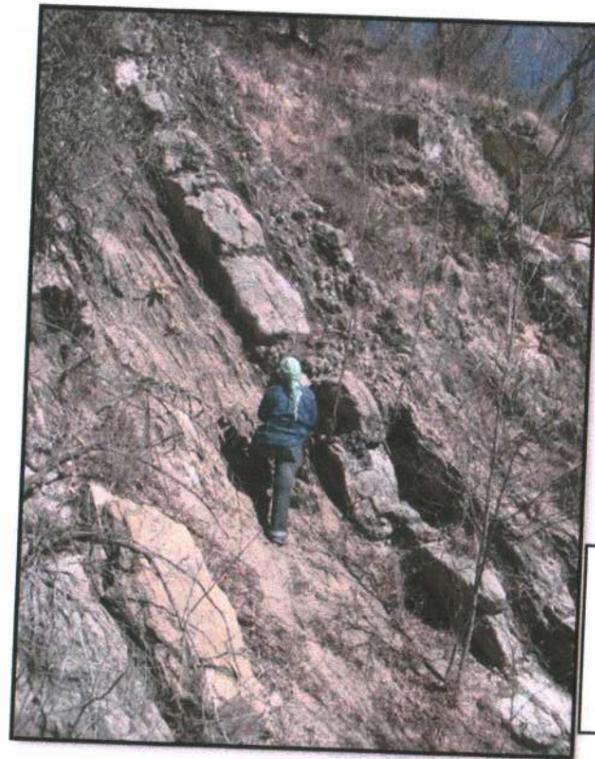


Fig. 4.2d Fotografía donde se observan los afloramientos de calizas intercaladas con lutitas pardas-verdes



Fig. 4.2d. Fotografía de una caliza mudstone masiva con casi 8% de fósiles.



Fig. 4.2e. Fotografía de una caliza mudstone masiva con casi 8% de fósiles. Se observan claramente bivalvos de 15 mm.

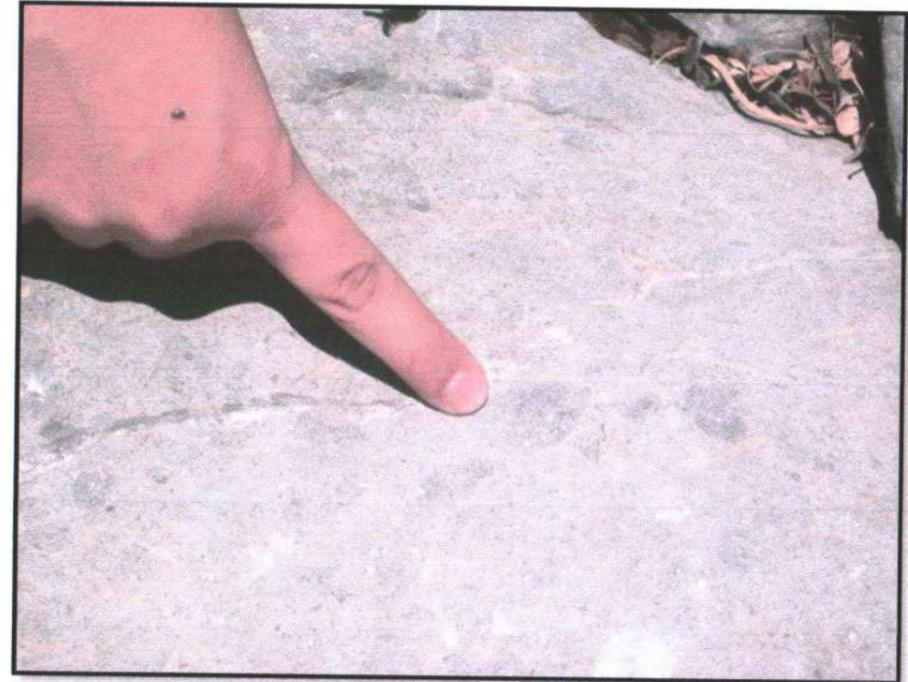


Fig. 4.2e. Fotografía de una caliza mudstone masiva con casi 8% de fósiles. Se observan claramente bivalvos de 15 mm.

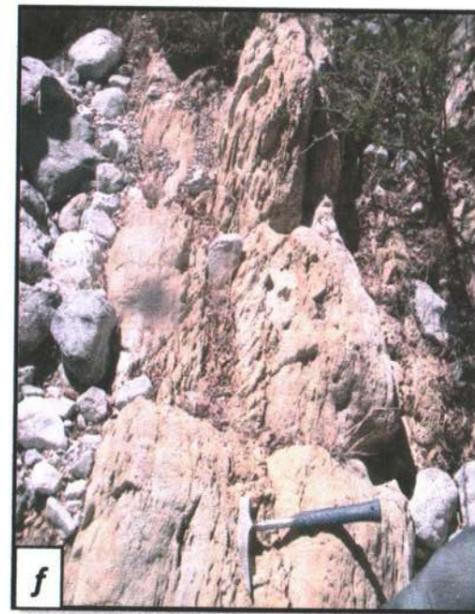


Fig. 4.2f Fotografía de capas de caliza casi verticales de 50 cm de espesor con abundantes fragmentos de fósil. Fig. 4.2g Fotografía de calizas nodulares.



Fig. 4.2a Diagrama de la columna estratigráfica de la zona de estudio.



Fig. 4.2b Detalle de la brecha compuesta por clastos del Complejo Acatlán.



Fig. 4.2h Fotografía de caliza con galerías fósiles muy bien detalladas

4.2.1 Descripción gráfica de la columna.

La descripción detallada de la sección se presenta a continuación. También se resumen estructuras sedimentarias y la interpretación de la asociación de facies. Como se ilustró anteriormente, en la base se tiene un tipo brecha compuesta por clastos del Complejo Acatlán que van desde cuarzo metamórficos hasta esquistos verdes micáceos con clorita, también se observan las venas de cuarzo blanco y lentes discontinuos del mismo. Este intervalo tiene un espesor de 88 m (fig. 4.2.1a). Esto corresponde al miembro basal de la formación Atzompa. Siguiendo columna estratigráfica se encuentran los estratos bien definidos de capas rojas dominadas por lodolitas rojas con intercalaciones de arenas y conglomerados con un espesor total de 1280 m, e ilustrada en las (fig. 4.2.1b y 4.2.1c). Al techo de la columna se tienen 200 metros de calizas de cuenca (fig. 4.2.c). La columna indica también la posición de las muestras utilizadas para el análisis petrográfico (muestras MIS) y la posición de los sitios de muestreo paleomagnético (muestras STSM).

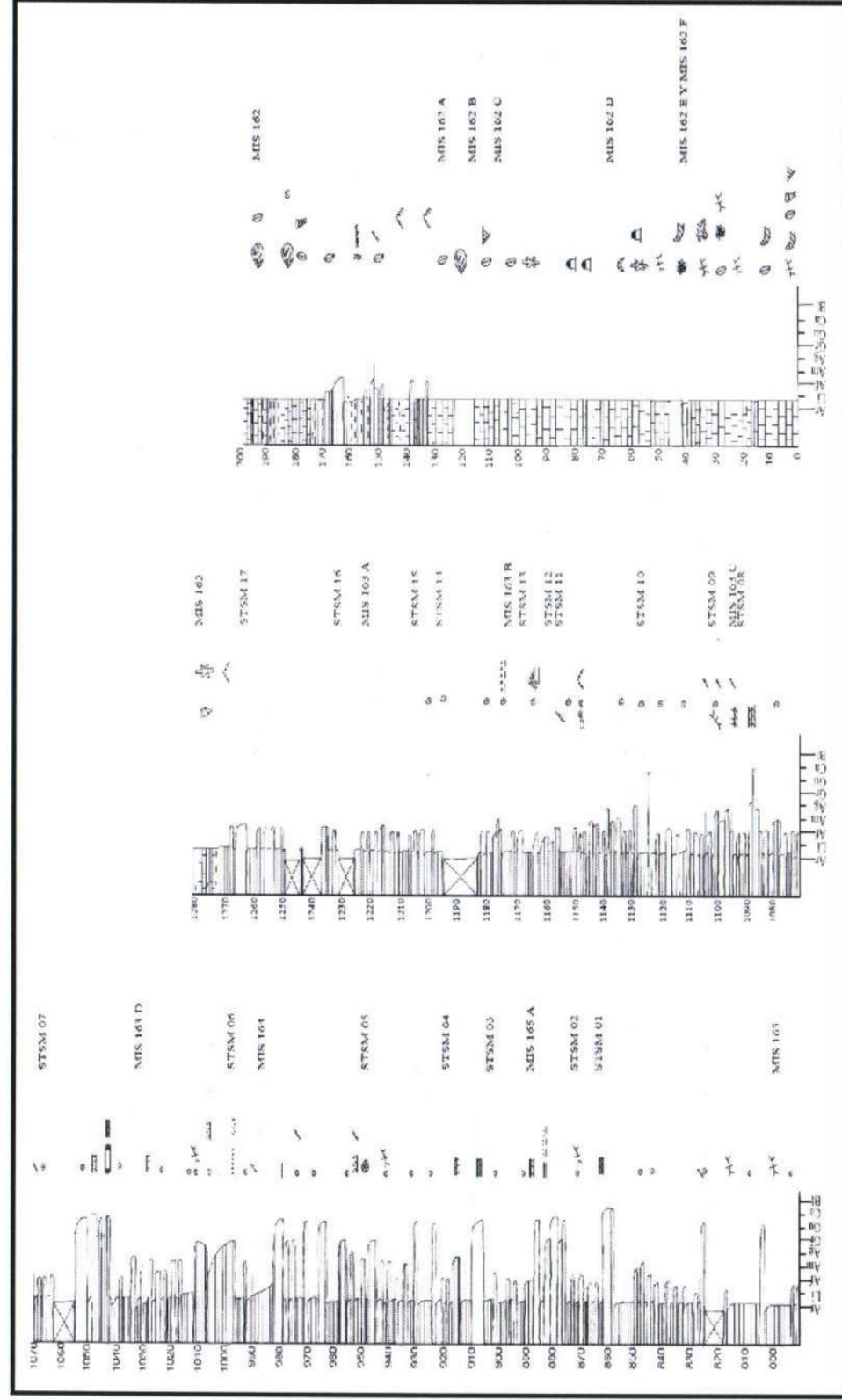


Fig. 4.2.1c Imagen que muestra la continuación de la descripción de la columna estratigráfica (continuación y techo de capaz rojas y 200 metros de calizas de cuenca).

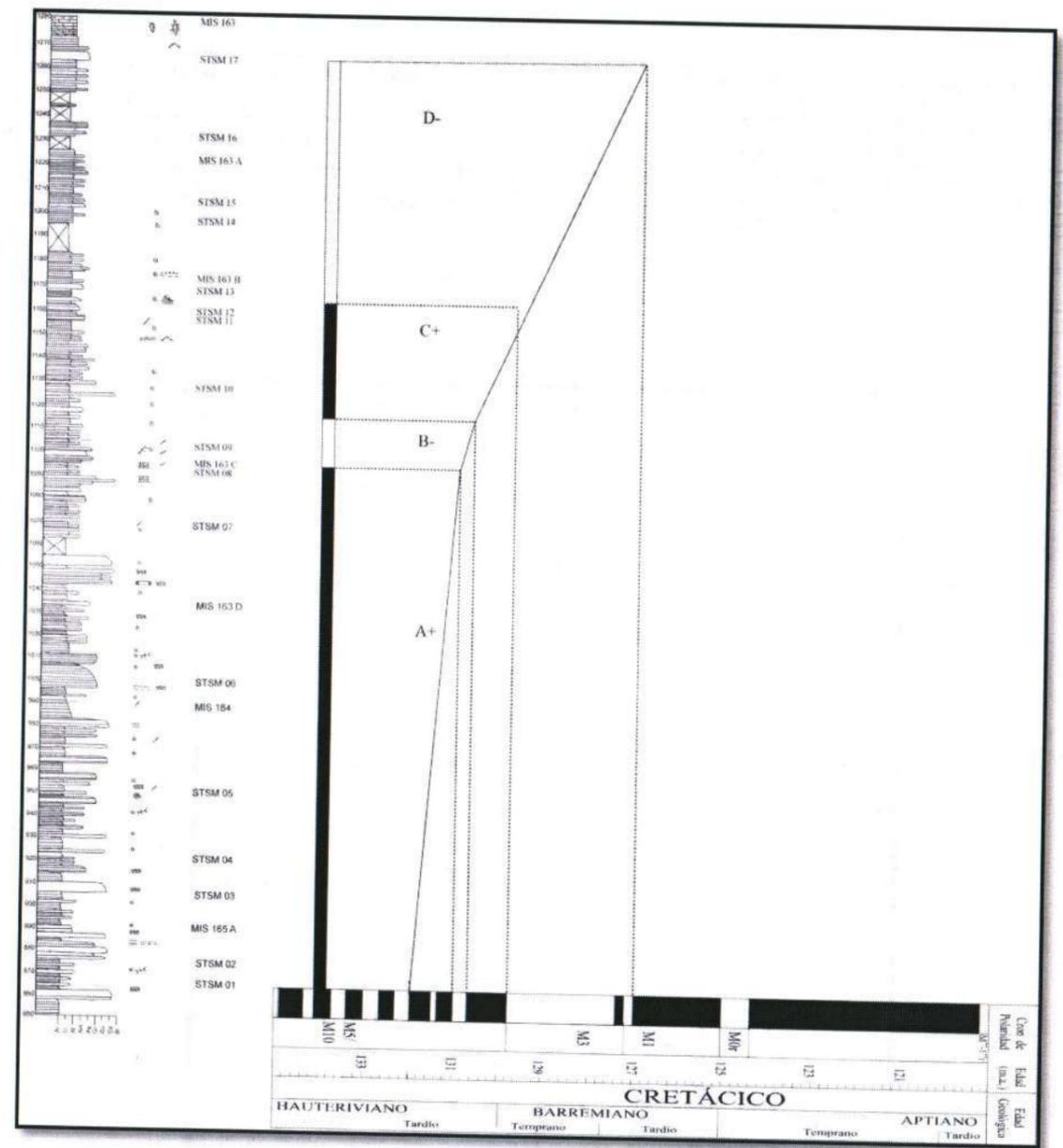


Fig. 4.3b Imagen donde se muestra la relación entre Ma (X) y metros depositados (Y). Con esto se pudo calcular la tasa de sedimentación máxima. Se muestra también la comparación de la secuencia local de polaridad magnética obtenida en el Perfil de la Formación Atzompa en la Sierra del Tentzo con la escala de polaridad geomagnética global (Gradstein, 2004).

De acuerdo a la clasificación de Folk (1980) las areniscas muestradas en el presente trabajo son litoarenitas.

Muestra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	FeO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	Suma
MIS 165A	68.5	1.5	0.5	0.2	0.8	0.1	0.1	0.1	0.1	73.8
MIS 163D	65.2	1.8	0.6	0.3	1.0	0.1	0.1	0.1	0.1	70.3
MIS 170B	62.1	2.1	0.7	0.4	1.2	0.1	0.1	0.1	0.1	67.8



Fig. 1. Diagrama ternario de clasificación de areniscas de Folk (1980). El punto muestra la clasificación de las areniscas muestradas en el presente trabajo.

MIS 170B. Arenisca con cementante de calcita. Son granos ángulos y algunos pocos subredondeados. Granos mal seleccionados. Están soportado grano-grano. La calcita reemplaza a los granos de caliza.

MIS 165A. Arenisca con cementante de hematita e illita. Son granos de arena fina. Soportado grano-grano, muy bien seleccionados. Los granos son angulosos a subredondeados.

MIS 163D. Arenisca con cemento de calcita y clorita. Es grano soportado, de subangulosos a subredondeados y algunos pocos bien redondeados. Son de tamaño uniforme, bien seleccionados.

De acuerdo a la clasificación de (Folk, 1980), las areniscas muestradas en el presente trabajo, son litoarenitas.

CAPITULO 5. CONCLUSIONES

Los resultados paleomagnéticos de los sitios estudiados en las capas rojas de la Sierra del Tentzo permitieron definir dos componentes de magnetización. La magnetización característica se interpreta como primaria, adquirida durante el depósito o cercanamente a éste. La magnetización reside en hematita pigmentaria, magnetización de tipo químico.

La magnetización se interpreta como anterior al plegamiento pues la dirección *in-situ* ($D=301.6^\circ$ e $I=-41.6^\circ$) no corresponde a la dirección esperada para el Cretácico.

Al interpretar los intervalos de la polaridad en las capas rojas de la Formación Atzompa, nos indican que la sección muestreada contiene 4 zonas de polaridad magnética N-R-N-R.

La paleolatitud es de aproximadamente 15° , una inclinación baja y con una rotación anti-horario. Esto debido a que las capas rojas de la Formación Atzompa tienen una magnetización que reside en hematita.

De acuerdo a la correlación de la magnetoestratigrafía, las edades relativas corresponden al Huateriviano Tardío y Barremiano Temprano. Los cuales se encuentran entre el cron M6 y cron M3 respectivamente. Esto concuerda pues en las calizas de Plataforma descritas en el presente trabajo se encontró un fósil (*Trigonia*) de edad del Aptiano Inferior (información personal de la Dra. Villaseñor).

Se calculó una tasa máxima de sedimentación, ésta es relativamente baja, de aproximadamente de 10cm /Ky.

Las areniscas del Tentzo se encuentran en la clasificación de litoarenitas.

Se pudo definir el ambiente de depósito, como transicional.

REFERENCIAS.

- Aguilera-Franco, N., 2000**, High resolution stratigraphy and palaeoecology of the Cenomanian-Turonian succession, Southern México. T.H. Huxley School, University of London, Tesis de Doctorado, 244 pag.
- Alencáster, G.E. y De Cserna S., 1965**, Estratigrafía y Paleontología del Jurásico Superior de la parte Centro Meridional del Estado de Puebla. Paleontología Mexicana No 21. UNAM., Instituto de Geología.
- Alencáster, G.E. y De Cserna, S., 1963**, Pelecípodos del Jurásico Medio del Noreste de Oaxaca y Noreste de Guerrero. Paleontología Mexicana No. 15 UNAM. Instituto de Geología.
- Besse, J. and V. Courtillot., 2002**, Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr. J. Geophys. Res., 107, B11, 2300.
- Burckhardt, Charles., 1927**, Cefalopodos del Jurásico Medio de Oaxaca Y Guerrero., Instituto de Geología., UNAM. Vol. 47 pag.
- Butler, R.F., 1998**, Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes. Electronic edition, Department of Geosciences, University of Arizona, 227 pag.
- Campa, M.F. Y Coney, P. J., 1983**, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in México. Canadian Journal of Earth Sciences, Vol 20. p.
- Campa, M.F., 1982**, La secuencia volcanosedimentaria metamorfizada del Triásico de la región de Tumbiscatio, Michoacán: Sociedad Geológica Mexicana, VI Convención Geológica Nacional, Resumen 6, 48 pag.
- Campa, M.F., Ramírez, J., 1979**, La evolución geológica y metalogénica del noroccidente de Guerrero: Serie Técnico-Científica, Tomo 1. Universidad Autónoma de Guerrero, 102 pag.
- Cande, S.C., and Kent, D.V., 1995**, Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic: Journal of Geophysical Research, v. 100, 6093-6095 pag.
- Carrasco-Ramírez, R.S., 1981**, Geología Jurásica del área de Tlaxiaco, Mixteca Alta, Oaxaca: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, tesis de Maestría, 105 pag.
- Cerca, M., 2007**, Late Cretaceous Laramide shortening and early Tertiary shearing in the central Sierra Madre del Sur, southern Mexico: insights into the initiation of the Caribbean - North American plate boundary.

Corona-Esquivel, R., 1981, publicado en 1983, Estratigrafía de la región de Olinalá-Tecocoyunca, Noreste del estado de Guerrero: Revista del Instituto de Geología, 5(1), 17-24 pag.

Corona-Esquivel, R., 1983, Estratigrafía de la región de Olinalá-Tecocoyunca, Noreste de Guerrero: Revista del Instituto de Geología, 5(1), 17-24 pag.

Corona-Esquivel, R., 1985, Geología de la región comprendida entre Olinalá y Huamuxtitlán, Estado de Guerrero: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, tesis de maestría, 108 pag.

De Cserna, Zoltan., 1980, Reconocimiento de la parte Central de la Cuenca del Alto Río Balsas, Estados de Guerrero y Puebla. Libro Guía de la Excursión Geológica. La Cuenca del Alto Balsas: IV Reunión Nacional de Geotecnia y Geotermia, Comisión Federal de Electricidad, 55 pag.

De Cserna, Zoltan., 1982, Hoja Tejupilco 14Q-g(9), con resumen de la Geología de la Hoja Tejupilco, estado de Guerrero México y Michoacán: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México, Serie 1:100000, mapa digital.

De Cserna, Zoltan., Fries C. Jr., 1981, Hoja Taxco 14Q-h (7), y Resumen de la Geología de la hoja Taxco, Estado de Guerrero, México y Morelos: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México mapa y texto, 47 pag.

De Cserna, Zoltan, 1965, Reconocimiento geológico en le Sierra madre del Sur de México, entre Chilpango y Acapulco, Estado de Guerrero, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de geología, Bol. 62, 76-77 pag.

Elrick, M., 2008., C-isotope stratigraphy and paleoenvironmental changes across OAE2 (mid-Cretaceous) from shallow-water platform carbonates of southern Mexico, Earth Planet. Sci. Lett,

Erben, H.K., 1956, Estratigrafía a lo largo de la carretera entre México, D.F. y Tlaxiaco, Oaxaca, con particular referencia a ciertas áreas de los estados de Puebla, Guerrero y Oaxaca: México, D.F., Congreso Geológico Internacional, 20, Excursión A-12, 36 pag.

Fisher, R.A., 1953, Dispersión on a sphere: Royal Society of London Proceedings, ser. A, v. 217, 295-305 pag.

Flores de Dios, A., Buitrón, B.E., 1986, Estratigrafía de la Montaña de Guerrero entre los límites con Puebla y Oaxaca: México, D.F., Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, tesis profesional, 85 pag.

Flores de Dios, A., Buitrón, B.E., 1982, Revisión y aportes a la estratigrafía de la Montaña de Guerrero: Universidad Autónoma de Guerrero, Serie Técnico Científica, (12), 1-28 pag.

Folk, R.L., 1980, *Petrology of Sedimentary Rocks*: Austin, Texas, Hemphill Publishing Co., 192 pag.

Fries, C. Jr., 1956, Bosquejo geológico de la Región entre México, D.F. y Acapulco, Gro., en Excursiones A-9, Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 19(5-6), 285-330 pag.

Fries, C. Jr., 1960. Geología del estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín n. 60, 236 pag.

Fries, Carl, Jr., y Rincón-Orta, César., 1965, Nuevas aportaciones geocronológicas y técnicas empleadas en el Laboratorio de Geocronología: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Bol. 73, 133 pag.

González-Pacheco, V., 1988, Estratigrafía y condiciones paleoambientales de la Secuencia Cretácica del área de Atenango de Río, Estado de Guerrero. Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de Licenciatura, 102 pag.

Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G., (eds) 2004, *A Geologic Time Scale 2004*: Cambridge University Press, 589 pag.

Guzmán, E. J., 1950, Geología del noreste de Guerrero: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v.2, 156 pag.

Ingersoll, R.V., Bullard, T.F., Ford, R.D., Grimm, J.P., Pickle, J.D., 1984, The effect of grain size on detrital modes: A test of the Gazzi-Dickinson point counting method: *Journal of Sedimentology Petrology*, 54, 103-116.

Hernández-Romano, U., 1999, Facies, stratigraphy and diageneses of the Cenomanian-Turonian of the Guerrero-Morelos Platform, southern México. Postgraduate Research Institute for Sedimentology, University of Reading, Tesis doctoral, 322 pag.

Juárez-Arriaga, E., 2006, Marco de estratigrafía de Secuencias para la Sucesión Sedimentaria Terrígeno-Carbonatada del Paleozoico Superior del área de Olinalá, Guerrero, México: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, tesis de maestría, 93 pag.

Kirsch, M., 2012, Estudio de la Geoquímica, la Estructura y el Metamorfismo en el Este del Complejo Acatlán: Implicaciones Tectónicas y Paleogeográficas, Tesis Doctoral.

Lanza R. y Meloni A., 2006, The Earth's Magnetism: An Introduction for Geologists. Ed. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 287 pag.

McFadden, P. L., and McElhinny, 1990, Classification of reversals test. Division of Geophysics, Bureau of Minerals Resources, Canberra, Australia.

Monroy-Fernandez, M.G., y Sosa-Patron, A.A., 1984, Geología de la Sierra del Tentzo, Puebla, borde norte del terreno Mixteco: boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, tomo XLV, número 1, 71 pag.

Morán-Zenteno, D.J., 2005, La evolución tectónica y magnética cenozoica del suroeste de México: avances y problemas de interpretación: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario, tomo LVII, n. 3, 319-341 pag.

Nieto-Samaniego, A.F., 2006. Lates Cretaceous to Miocene deformation events in the Eastern Sierra Madre del Sur, México, inferred from the geometry and age major structures. Geological Society of America Bulletin, V 118, no 1.

Ordóñez, Ezequiel., 1906, Las rocas arcaicas de México: Memoria Sociedad Científica Antonio Alzate, V. 22, 315-331 pag.

Ortega-Gutiérrez, Fernando., 1978, Estratigrafía del Complejo Acatlán en la Mixteca Baja, Estados de Puebla y Oaxaca: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista V. 2, 131 pag.

Ortega-Gutiérrez, Fernando., 1979, The tectonothermic evolution of the Paleozoic Acatlán Complex of southern México: Geol. Soc. America, Abstracts with Programs, V 11, 490 pag.

Ortega- Gutiérrez, Fernando., 1994. Phanerozoic tectonic evolution of Mexico, en speed, R.C. (ed), Phanerozoic evolution of North American continent ocean transitions: Boulder, Colorado, Geological Society of America, The decade of North American Geology Summary Volume to accompany the DNAG Continent-Ocean Transect Series, 306 pag.

Padilla y Sánchez, R.J., 2007, Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 59 (1), 42 pag.

Rivera-Carranza, E., 1998, Carta geológico-minera de la hoja Cuernavaca (E14-5), escala 1:250000: Pachuca, Hidalgo, Consejo de recursos Minerales, 1 mapa digital.

Rodríguez-Torres, Rafael., 1970, Geología metamórfica del área de Acatlán, Estado de Puebla: México, D.F., Soc. Geol. Mexicana. Libro-guía de la Excursión México-Oaxaca, 54 pag.

Salas, G. P., 1949, Bosquejo geológico de la cuenca sedimentaria de Oaxaca: Bol. Asoc. Mex. Geólogos Petroleros, V. 1, 73-156 pag.

Salinas-Prieto, J.C., 1986, Estudio Geológico de la Porción Occidental de la Región de la Montaña, Estado de Guerrero, Tesis profesional, ESIA Instituto Politécnico Nacional, 85 pag.

Sierra-Rojas M. I., Molina-Garza R.S., 2014, La Formación Zicapa del Sur de México: revisión estratigráfica, sedimentología y ambientes sedimentarios., Centro de Geociencias, Universidad nacional Autónoma de México, V. 31, número 2, 174-189 pag.

Silva-Pineda, Alicia, 1970, Plantas de Pennsilvánico de la región de Tehuacán, Puebla: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Paleontología Mexicana 29, 47 pag.

Talavera-Mendoza, O., 2005, U-Pb geochronology of the Acatlán Complex and implications for the Paleozoic paleogeography and tectonic evolution of southern México: Earth and Planetary Science Letters, v. 235.

Tauxe, L., 2005, 'Inclination flattening and the geocentric axial dipole hypothesis', Earth Planet. Sci. Lett. 233, 247-261 pag.

Velasco-Tapia, F., Verma, S., 2001, Estado Actual de la Investigación Geoquímica en el campo monogenético de la Sierra Chichinautzin, análisis de la información y perspectivas. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas.

Werre-Keeman, F.J., Estrada-Rodarte, G., 1999, Monografía geológica-minera del estado de Guerrero: Pachuca, Hidalgo, Consejo de Recursos Minerales, 281 pag.

Wilson, J.L., 1990. Basement structural controls on Mesozoic carbonates facies in northeastern Mexico: a review. In: Tucker, M.E., Wilson, J.L., Crevellos, P.D., Sarg, F.R., Reed, J.F. (Eds.), Carbonate facies, sequences and evolution. International Assoc. of Sedimentologists, Spec. Publ., vol. 9, pp. 235-255.

Zijderveld, J.D.A., 1967, A.C. Desmagnetization of rocks. Analysis Results, in: Collinson, D.W., Creer, K.M. y Runcorn, S.K., eds., Methods in Paleomagnetism, Elsevier, 251-286 pag.