

**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA**



**ANÁLISIS ESTRUCTURAL Y ESTUDIO PALEOMAGNETICO EN EL ÁREA
POTRERO EL COLORADO, PORCIÓN OCCIDENTAL DE LA SIERRA LA
FRAGUA, COAHUILA, MÉXICO**

TESIS

QUE COMO REQUISITO PARCIAL
PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

PRESENTA:

GILDARDO ALONSO GONZÁLEZ NARANJO

LINARES, NUEVO LEON

JUNIO DEL 2006



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



LA TESIS

**ANÁLISIS ESTRUCTURAL Y ESTUDIO PALEOMAGNETICO EN EL AREA
POTRERO EL COLORADO, PORCION OCCIDENTAL DE LA SIERRA LA
FRAGUA, COAHUILA, MEXICO**

ELABORADA POR:

GILDARDO ALONSO GONZÁLEZ NARANJO

COMO REQUISITO PARCIAL
PARA OBTENER EL GRADO DE

MAESTRO EN CIENCIAS GEOLOGICAS

Vo. Bo. ASESOR DE TESIS

DR. ROBERTO STANLEY MOLINA GARZA

LINARES, N. L.

JUNIO DEL 2006



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



LA TESIS

ANÁLISIS ESTRUCTURAL Y ESTUDIO PALEOMAGNETICO EN EL AREA
POTRERO EL COLORADO, PORCION OCCIDENTAL DE LA SIERRA LA
FRAGUA, COAHUILA, MEXICO

ELABORADA POR

GILDARDO ALONSO GONZÁLEZ NARANJO

COMO REQUISITO PARCIAL
PARA OBTENER EL GRADO DE

MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

Vo. Bo. COMITÉ DE REVISIÓN DE TESIS

DR. ROBERTO S. MOLINA GARZA

DR. GABRIEL CHAVEZ CABELLO

DR. VSEVOLOD YUTSIS

LINARES, N. L.

MAYO DEL 2006

DEDICATORIA

*A mis padres **J. Felix González Díaz y Elvira Naranjo Guerrero**, que me dieron la oportunidad de vivir esta vida maravillosa y me han brindado todo su apoyo de manera incondicional en todas las etapas de mi vida. Gracias por ser ejemplo de vida.*

*A mis hijos **Gildardo Alonso, Guerick André, Regina Cristal y Ana Paola**, que son la razón de mi existencia.*

*A mi esposa **Artemisa Abril Alcaraz López**, quien ha tenido la responsabilidad de guiar y estar al pendiente de la educación de la “pandilla” de niños que tenemos, en este tiempo que me he dedicado esencialmente a mis estudios de posgrado. Mis hijos nunca pudieron haber tenido una mejor madre.*

*A mis hermanos **Judith, Fernando, Rosiquiel y Daniel**, que me han dado todo el tiempo su apoyo y amistad, y han estado conmigo en todos los momentos más importantes de mi vida.*

*A ti **mami Paz**(†), que en donde quiera que te encuentres, se que siempre estarás con nosotros.*

AGRADECIMIENTOS

A Dios, por haberme permitido terminar este proyecto y todos los anteriores que me ha tocado realizar en mi vida.

Agradezco sinceramente al Dr. Roberto Stanley Molina Garza, subdirector de Posgrado en el Centro de Geociencias (CEGEO) de la UNAM en Querétaro, por haber dirigido el trabajo de la tesis y haber compartido conmigo los conocimientos y gran experiencia que tiene en el campo del paleomagnetismo y tectónica regional. De manera especial agradezco su apoyo por brindarme un cubículo para trabajar, así como acceso sin restricciones al laboratorio de paleomagnetismo y todo el material necesario para que pudiera realizar mi trabajo de la mejor manera.

Por supuesto agradezco de manera infinita al Dr. Gabriel Chávez Cabello por haber guiado esta tesis en todo lo concerniente a geología de campo y geología estructural, pero sobre todo por su gran amistad y compañerismo en todo el tiempo de convivencia en el Centro de Geociencias en Juriquilla, Querétaro. Gracias Gabriel por invitarme a este proyecto y por todos los conocimientos transmitidos dentro y fuera del mismo.

Al Dr. Harald Böehnel por haberme ofrecido su apoyo para colaborar con él en el laboratorio de paleomagnetismo del Centro de Geociencias de la UNAM en Querétaro, situación que me permitió contar con los recursos necesarios para poder terminar este trabajo y continuar con mis estudios de doctorado. Dr Harald, mil gracias por ello!!

Al Dr. Vsevolod Yutsis por aceptar participar en el comité de revisión de tesis y recibir su apoyo y confianza en todo el tiempo que estuve en la Facultad de Ciencias de la Tierra de la UANL en Linares.

Al M.C. Tomás Cossío Torres por todo su apoyo dentro de la Facultad, sobre todo por mostrarme en campo lo maravillosa que es la geología. En particular por haberme acompañado en diferentes ocasiones a mi área de estudio, Potrero Colorado, y apoyarme en el levantamiento geológico del área. Gracias Tomás por todo eso!

A la Dra. Esther Cruz por apoyarme en la revisión de mi anteproyecto y por todo su profesionalismo y amistad dentro y fuera de la Universidad. Doctora Cruz, lo mejor de la vida para usted.

A todos los maestros de la Facultad de Ciencias de la Tierra de la UANL en Linares, con quienes tomé clases, por todos los conocimientos transmitidos en el aula y en los pasillos de la Facultad.

A mis compañeros de generación de la maestría en Linares: Yam Zul, Andrés, Javier, Chuy, David, Pedro, Juan Carlos, Treviño, Freddy, Benito y Abel; por su amistad en el tiempo que compartimos tanto materias y seminarios, como convivencias dentro y fuera de la escuela.

En especial a mi amiga Karina “mi nietecita” por tu amistad en todo el tiempo que estuve en la maestría y en particular por apoyarme en los tramites administrativos en Linares y Monterrey en el tiempo que realicé mi estancia en Querétaro. Karina un abrazo muy grande!

A Juany, secretaria de Posgrado en la Facultad de Ciencias de la Tierra de la UANL, por su apoyo todo el tiempo que lo requerí en orientación, papelería y trámites que facilitaron mi desempeño escolar. De igual manera agradezco a los administradores del Centro de Cómputo de la Facultad: Artemio Alvarado y Adalberto Treviño así como a José Alfredo en la biblioteca de la Facultad por facilitar siempre mi trabajo de consulta. A Julio que siempre me atendió de muy buena manera en el servicio de fotocopiado y a Don Elías que tantas veces me transportó de ida y vuelta a la Facultad.

Al Dr. Luca Ferrari, Director del Centro de Geociencias de la UNAM en Querétaro, por facilitar en todo momento el trabajo de los estudiantes, tanto de la UNAM como de fuera, en el Centro de Geociencias, y en particular por aceptarme en su clase de Tectónica de Placas y darme acceso ilimitado a fotocopias y a los recursos de la UNAM.

Al Dr. Jorge Aranda García por ayudarme con recursos de su proyecto de CONACYT para realizar las primeras salidas a mi área de tesis, y por aceptar dirigir mi trabajo doctoral ahora en proceso, y darme su apoyo en todo momento para la terminación de mi trabajo de maestría. Dr. Aranda mil gracias !!

Al Dr. Gustavo Tolson por invitarme a trabajar en el proyecto de “El Hundido”, proyecto con el cual tuve oportunidad de tener los recursos económicos para realizar las últimas temporadas de campo. De igual manera por acompañarme en alguna ocasión a mi área de estudio y por sus valiosos comentarios en campo, que sin duda enriquecieron mi conocimiento y comprensión de la geología del área y de las estructuras presentes en la misma. Gracias Dr. por todo su apoyo siempre tan oportuno y preciso, pero sobre todo gracias por su amistad y su gran calidad humana.

Al candidato a Dr. Margarito Tristán Glz., investigador de la UASLP y compañero de estudios en el CEGEO, por todo el apoyo recibido y los ánimos para terminar este trabajo y seguir adelante. Muchas gracias Margarito por todo!

A Ma. Fernanda Campa, de quien también tuve el gusto de compartir de su compañía en campo, y quien hizo valiosos cuestionamientos sobre el área, situación que llevó a reevaluar algunas consideraciones y a confirmar las observaciones en campo. Ma. Fernanda, con todo mi respeto, siempre es un placer el poder contar con su amistad.

Al Ing. Ernesto Ocaranza de la compañía Beta San Gabriel, quien nos brindó todas las facilidades para desarrollar el proyecto geológico de “El Hundido” en Coahuila, situación que permitió poder tener una idea regional más completa con respecto a mi área de trabajo.

A la M.C. Elisa Fitz y a Daniel Bolaños, con quienes compartí muchos momentos de trabajo duro y ambiente agradable en el proyecto de “El Hundido”, y por ofrecerme su amistad y hospedaje en la Cd. de México todo el tiempo que lo necesité.

A los diferentes investigadores del Centro de Geociencias, con quienes tuve la oportunidad de tomar algunas clases en calidad de oyente en mi estancia en este Centro, o que me brindaron la oportunidad de salir con ellos a campo, gracias por compartir sus conocimientos conmigo.

A mis compañeros del Centro de Geociencias en Querétaro, por todos los momentos compartidos juntos con el objetivo central de concluir nuestros estudios y por tener un muy buen ambiente de trabajo: Rafa, Lupillo, Jorge, Janett García, Edgar, Irving, Paula, Nora, Marisol, Nelly, Montserrat, Norma, Chilo, Javier, Rodolfo, Lennin, Joel, Amador, Alfredo, Blanca, Fernando, Héctor, Pepe, Isac, Barajas, Pancho, Lina, Laura Mori, Michelangelo, Janet Villareal, Norma Hinojos, Lupita, Maru, Andrés, Emilio, Jaquelyn, Ienisei, Antonio, Aldo, Oscar, Adrea Rossoti.

A Irving Rafael un agradecimiento especial, por haberme apoyado sobre todo en un principio cuando llegué al CEGEO y desconocía los procedimientos tanto de laboratorio como analíticos para el procesamiento de las muestras paleomagnéticas, así como por haberme acompañado a campo en las diferentes campañas de recolección de núcleos para el análisis paleomagnético.

A Rafael Puente, por ser un buen amigo y compañero de casa. Igualmente a Jaquelyn, con quienes además de la convivencia diaria en el CEGEO, también compartimos momentos agradables después del trabajo, en casa.

A Soledad y Teresita por todo su apoyo en la biblioteca del CEGEO, por conseguir oportunamente el material necesario para mi investigación, pero sobre todo por su gran amistad y compromiso con su trabajo y con todos los estudiantes e investigadores de este Centro. Sol y Tere, muchas gracias!!

A Marcos en el laboratorio de Paleomagnetismo del CEGEO, por el apoyo para desmagnetizar algunas de las muestras y a Juanito, en el laboratorio de Petrología por el apoyo en la elaboración de las láminas delgadas para este estudio.

Al personal administrativo del CEGEO, que siempre facilitaron mis actividades: Dionisio León, Lupita Hdz, Lupita Esquivel, José Guadarrama, Mary Granados, Berta Miguel, Fernando Galván, Juana Pérez, Rodolfo Hernández, Emilio Nava, Hipólito Sandín, Edilberto Pacheco, Angel Muñoz, Carlos Hdz y Liliana Cabrera. En especial a Martha Pereda, secretaria de Posgrado por su trabajo tan eficiente, que me facilitó en gran manera el trámite para mi ingreso al doctorado en el Centro de Geociencias.

Al CONACYT, por otorgarme la beca para poder realizar mis estudios de maestría y por darme la beca de doctorado cuando aún estoy en la última etapa de la maestría. Gracias por confiar en mi.

A todas las personas que no recuerdo en este momento, pero que fueron importantes en la terminación de mis estudios.

RESUMEN

La Falla San Marcos (FSM) es una falla de basamento del noreste de México, la cual ha sido asociada a la hipotética Megacizalla Mojave-Sonora, y tiene una orientación general WNW-ESE. El área de Potrero Colorado se encuentra sobre la parte norte de la FSM, en el extremo occidental de la Sierra La Fragua, en la parte central de Coahuila. Corresponde a una ventana estratigráfica y estructural que permite ver rocas y fallas jurásicas no presentes en zonas cercanas sobre la traza de la FSM, lo cual permitió establecer la evolución tectónica temprana de la FSM.

El análisis de las estructuras permitió establecer los estilos de deformación y definir los paleoesfuerzos que actuaron en el Jurásico, Cretácico Temprano y Paleógeno. De esta forma, se reconoció extensión de estas rocas con dirección NNE-SSW y NE-SW para el Jurásico, donde la FSM habría actuado básicamente acomodando extensión de la corteza. Además, reactivación normal en el Neocomiano y reversa en el Paleógeno.

El análisis paleomagnético de las rocas jurásicas (capas Tanque Cuatro Palmas y Colorado) y del Neocomiano (Fm. San Marcos) permitió identificar rotaciones en sentido de las manecillas del reloj. Se determinaron rotaciones de 8° para las rocas jurásicas y 30° para las rocas cretácicas. Se determinó que no existen anomalías de inclinación importantes que indiquen un movimiento latitudinal significativo de estas rocas. Lo orogenia Laramide habría causado remagnetización en las rocas jurásicas, pero no habría generado rotación significativa.

Se propone que Potrero Colorado corresponde a una zona de rampa de fallas de relevo dentro de un sistema extensional, el cual desarrolló fallas normales oblicuas a la traza principal de la FSM, acomodando rotaciones horarias en las rocas jurásicas y neocomianas. Lo anterior, localmente, no descarta que la zona corresponda a un *releasing bend* en un sistema lateral derecho; sin embargo, en el contexto regional es incongruente por la existencia de fallas de transferencia (entre Potrero Colorado y valle San Marcos) ortogonales a la traza de la FSM, además de pliegues en una zona de igual doblez que desarrolló plegamiento en el valle San Marcos.

La dirección de extensión que se estimó es NNE-SSW con cizalla derecha menor para la FSM, concluyéndose que la FSM debió haber sido una falla normal mayor con una componente de cizalla derecha menor para un tiempo Jurásico en Potrero Colorado.

ABSTRACT

The San Marcos Fault (SMF) is a basement fault of northeast Mexico, which has been associated to the hypothetical Mojave-Sonora Megashear. The SMF has a general orientation WNW-ESE. The Potrero Colorado area is at the north part of the SMF, on the western part of La Fragua range, central part of Coahuila, Mexico. This area is a stratigraphic and structural window that allow us to see Jurassic rocks and faults not present in near parts over the SMF trace. This characteristic gave us the opportunity of establish the early tectonic evolution of the SMF.

The analysis of the structures allowed us to establish the deformation stiles that were present on the Jurassic, Early Cretaceous and Paleogene. It was recognized extension of this rocks with direction NNE-SSW and NE-SW on the Jurassic time, where the SMF had acted basically accommodating extension on the Earth crust. Besides, normal reactivation on the Neocomian and reverse on the Paleogene.

The paleomagnetic analysis of the Jurassic rocks (Cuatro Palmas and Colorado beds) and Neocomian rocks (San Marcos Formation) allowed us to identify clockwise rotation. Rotation of 8° was determined for Jurassic rocks and 30° for Neocomian rocks. There were not found important inclinations anomalies that indicate some significative latitudinal movement on this rocks. The Laramide orogen would have caused remagnetization on the Jurassic rocks, but not significative rotations have been generated.

I propose that Potrero Colorado is a ramp zone of relieve failure in a extentional system, which developed normal failure obliquely to the main trace of the SMF. This caused clockwise rotations on the Jurassic and Neocomian rocks. This doesn't discard locally that the zone corresponds to a right stike-slip fault forming a *releasing bend*. However on the regional context it will be incongruent because the existence of transference faults (between Potrero Colorado and San Marcos valley) orthogonal to the SMF trace. Besides, bending in a zone with the same change in orientation of the SMF that developed bending in San Marcos Valley.

ÍNDICE

Lista de Figuras	i
Lista de Tablas	xv
Lista de abreviaturas y siglas	xvii

CAPITULO I.- GENERALIDADES

1.1 Introducción	1
1.2 Localización	4
1.3 Clima y Vegetación	5
1.4 Antecedentes	6
1.5 Objetivos	7
1.6 Metas	8
1.7 Estructura de la tesis	8
1.8 Metodología	9

CAPITULO II.- GEOLOGIA REGIONAL

2.1 Fisiografía	11
2.2 Desarrollo Tectónico del noreste de México	14
2.2.1 Paleozoico Tardío: Colisión Gondwana – Laurasia, formación de Pangea	16
2.2.2 Triásico Tardío-Jurásico Medio: “Rift” - rompimiento de Pangea....	17
2.2.3 Jurásico Tardío: Deriva continental	19
2.2.4 Cretácico Temprano: Enfriamiento Cortical	20
2.2.5 Cretácico Tardío-Terciario Temprano: Orogenia Laramide	20
2.2.6 Terciario: Actividad magmática	22
2.3 Elementos Tectónicos actuales del noreste de México	24
2.3.1 Bloque de Coahuila	24
2.3.2 Cinturón Plegado de Coahuila	25
2.3.3 Sierra Madre Oriental	25
2.3.4 Cuencas de antepaís	26
2.4 Fallas principales del noreste de México	28
2.4.1 Falla (Megacizalla) Mojave-Sonora	28
2.4.2 Falla La Babia	29
2.4.3 Falla San Marcos	30
2.5 Estratigrafía	31
2.5.1 Triásico Superior – Jurásico Inferior	32
2.5.2 Jurásico Medio	34
2.5.3 Jurásico Superior – Cretácico Inferior	35
2.5.4 Cretácico Inferior	37
2.5.5 Cretácico Superior	41
2.5.6 Cenozoico	43
2.5.6.1 Paleógeno	43
2.5.6.2 Neógeno y Cuaternario ..	44

CAPITULO III- GEOLOGIA LOCAL

3.1 Introducción	45
3.2 Unidades Geológicas	47
3.2.1 Basamento	47
3.2.2 Rocas Jurásicas: capas Tanque Cuatro Palmas y capas Colorado	49
3.2.3 Formación San Marcos	53
3.2.4 Formación Cupido	55
3.2.5 Formación La Peña	56
3.2.6 Formación Aurora	57
3.2.7 Brecha calcárea del Terciario	59
3.2.8 Coluvión y aluvión	60
3.3 Estructuras Principales	61
3.3.1 Falla San Marcos	61
3.3.2 Fallas secundarias	62
3.3.2 Anticlinal Sierra La Fragua	63

CAPITULO IV.- EL CAMPO GEOMAGNÉTICO Y EL MAGNETISMO DE LAS ROCAS

4.1 Introducción	65
4.2 El Campo Geomagnético	65
4.2.1 Estructura del Campo Geomagnético	65
4.2.2 Origen del Campo Geomagnético	66
4.2.3 Representación Vectorial del Campo Geomagnético	67
4.2.4 Comportamiento del Campo Geomagnético	68
4.2.4.1 Variación Secular	69
4.2.4.2 Inversiones del Campo Geomagnético	72
4.2.4.3 Excursiones	74
4.2.5 Resumen del Campo Geomagnético	75
4.3 El Magnetismo de las Rocas	76
4.3.1 Propiedades Magnéticas de los Sólidos	76
4.3.1.1 Diamagnetismo	76
4.3.1.2 Paramagnetismo	77
4.3.1.3 Ferromagnetismo	78
4.3.1.4 Ferrimagnetismo	79
4.3.1.5 Antiferromagnetismo	79
4.3.2 Anisotropía Magnética	80
4.3.3 Dominios Magnéticos	81
4.3.3.1 Granos con comportamiento de Multidominio	83
4.3.3.2 Granos con comportamiento de Dominio Sencillo	83
4.3.3.3 Granos con comportamiento de Superparamagnetismo	84
4.3.3.4 Granos con comportamiento Pseudo-Sencillo	85
4.3.4 Histéresis	85
4.3.5 Relajación magnética y temperaturas de bloqueo	86
4.3.6 Minerales Magnéticos	87
4.3.6.1 La serie de las Titanomagnetitas	87
Magnetita	89

Maghemita y Maghemitización	90
4.3.6.2 La serie de las Titanohematitas.....	91
Hematita	91
Ilmenita	92
4.3.7 Magnetización Remanente Natural	92
4.3.7.1 Magnetización Termoremanente	93
4.3.7.2 Magnetización Remanente Química	93
4.3.7.3 Magnetización Remanente Detrítica	94
4.3.7.4 Magnetización Remanente Viscosa	94
4.3.7.5 Magnetización Remanente Isotermal	95

CAPITULO V.- PROCEDIMIENTOS PALEOMAGNÉTICOS

5.1 Metodología Paleomagnética	97
5.1.1 Muestreo Paleomagnético de Campo	97
5.1.2 Marcado y Corte	98
5.1.3 Medición de la Magnetización Remanente Natural	99
5.1.3.1 Procedimiento de Manejo del Equipo	100
5.1.4 Proceso de Desmagnetización Térmica	102
5.1.5 Proceso de Desmagnetización por Campos Alternos	103
5.1.6 Medición de la Susceptibilidad Magnética.....	104
5.1.7 Corrección Solar.....	106
5.2 Pruebas de Campo.....	106
5.2.1 La Prueba del Pliegue.....	107
5.2.2 La Prueba del Conglomerado	107
5.2.3 La Prueba del Contacto Quemado	108
5.2.4 La Prueba de Consistencia	109
5.3 Análisis de Información	109
5.3.1 Visualización de datos (Programa PALDIR)	110
5.3.2 Estadísticas de Fisher	113
5.3.2.1 Cálculo de la Media	116
5.3.2.2 Estimación de la dispersión	116
5.3.2.3 Límite de confianza	117
5.3.2.4 Cálculo de Direcciones (Programa MEAN2)	118
5.3.2.5 Cálculo de Paleopolos (Programa VGP2)	119

CAPITULO VI.- GEOLOGÍA ESTRUCTURAL – PRINCIPIOS BÁSICOS

6.1 Introducción	123
6.2 Fallas	123
6.2.1 Fallas Neoformadas y Fallas Heredadas	124
6.3 Dinámica Andersoniana del Fallamiento	125
6.4 Definición de Tensor	128
6.5 Concepto de Esfuerzo	128
6.6 Tensor de Esfuerzos	129
6.7 Elipsoide de Esfuerzos	131
6.8 Criterios para identificar el sentido del desplazamiento de fallas	132
6.8.1 Clasificación de fallas con base en alineamientos de estrias	135

6.9 Esfuerzos y Paleoesfuerzos	137
6.10 Aplicación del método inverso en la reconstrucción del paleoesfuerzo ...	139
6.11 Estimación de Calidad RUP	141
6.12 Metodología utilizada en la toma de datos de fallas	143

CAPITULO VII.- GEOLOGÍA ESTRUCTURAL EN POTRERO COLORADO

7.1 Introducción	145
7.2 La Falla San Marcos	145
7.3 El Anticlinal de la Sierra La Fragua	146
7.3 El sistema de fallas oblicuo	147
7.4 Cálculo del Tensor de Esfuerzos	147
7.5 Estructuras Jurásicas	148
7.6 Estructuras Cretácicas	158

CAPITULO VIII.- PALEOMAGNETISMO EN POTRERO COLORADO

8.1 Introducción	161
8.2 Rocas Jurásicas (lutitas y capas Colorado)	162
8.2.1 Componentes de la MRN en las capas Colorado	164
8.2.2 Direcciones Medias	170
8.3 Rocas Cretácicas (Fm. San Marcos)	174
8.3.1 Componentes de la MRN en la Fm. San Marcos	174
8.3.2 Direcciones medias	182
8.4 Prueba del Conglomerado	187

CAPITULO IX.- DISCUSION

9.1 Geología Estructural	191
9.2 Paleomagnetismo	193
9.2.1 Rotaciones y Anomalías de Inclinación	193
9.2.2 Polos de Referencia para América del Norte.....	194
9.2.3 Magnetización de Capas Rojas	196
9.2.4 Rotaciones en el Jurásico	197
9.2.5 Rotaciones en el Cretácico (Fm. San Marcos)	199
9.2.6 Rocas Jurásicas de alta inclinación	200
9.4 Modelos de interpretación de rotaciones y anomalías de inclinación	201
9.4.1 Modelo de <i>Releasing Bend</i> Dextral	202
9.4.2 Modelo de rampa de relevo de falla (I) con direcciones promedio de la Fm. San Marcos	203
9.4.2 Modelo de rampa de relevo de falla (II) con direcciones independientes en la Fm. San Marcos	206

CAPITULO X.- CONCLUSIONES

10.1 Conclusiones	211
--------------------------------	-----

BIBLIOGRAFÍA	213
---------------------------	-----

Anexo I.- Mapa geológico y sección geológica del área Potrero Colorado

Anexo II.- Diagramas de desmagnetización ortogonales (Zigderveld)

LISTA DE FIGURAS

Fig.	Descripción	Pág.
1.1	Localización y vías de acceso al área de Potrero Colorado y Sierra La Fragua. EL principal acceso es por la carretera federal No. 30, en una desviación en el km. 185 hacia el rancho Las Morenas, para llegar sobre la parte sur del área de estudio.	5
2.1	Provincias Fisiográficas de la República Mexicana, de acuerdo con el INEGI (2005). El área de estudio se encuentra comprendida entre las Provincias SMO y la de Grandes Llanuras de Norteamérica.	11
2.2	Provincias Geológicas de México. El área de estudio se encuentra en el límite de la Plataforma de Coahuila (20) y el Cinturón Mexicano de Pliegues y Fallas (21) (<i>Ortega-Gutiérrez et al., 1992</i>).	12
2.3	Fisiografía regional donde se encuentra El Potrero Colorado, en la parte occidental de la sierra La Fragua. Al sur se encuentra el valle del Hundido, que limita con la sierra Los Alamitos, sierra que pertenece al Bloque de Coahuila. Los anticlinales forman arreglos casi perpendiculares en el Cinturón Plegado de Coahuila. La Falla San Marcos divide el CPC y el BC.	13
2.4	Modelo Tectónico de la evolución en el noreste de México; sección transversal de oeste a este. (<i>Goldhammer, 1999</i>).	15
2.5	Reconstrucción geotectónica de México y sur de EUA en el Pérmico, mostrando la zona de colisión entre Laurasia y Gondwana e indicando la zona de sutura Ouachita-Marathon marcada por la línea con triángulos indicando la subducción de Laurasia bajo Gondwana; Coa = Coahuila; Tam = Tamaulipas; Chi = Chihuahua (<i>Dickinson and Lawton, 2001</i>). Este modelo favorece la teoría de la existencia de la MMS.	17
2.6	Mapa del norte de México y sur de Norteamérica (posición actual) y reconstrucción palinispática de Baja California y Alta California (400 km de una posición pre-Terciaria). En sombreado se muestra el cinturón Orogénico Ouachita-Marathon-Sonora (<i>Poole et al., 2005</i>). Este modelo esta a favor de la no existencia de la MMS.	17
2.7	Mapa que muestra la extensión de la orogenia Laramide en el noreste de México y parte de Estados Unidos (Tomado de <i>English and Johnston, 2004</i>).	21
2.8	Distribución espacial y temporal del magmatismo en el norte de México (<i>Clark et al. 1979b</i>).	23

2.9	Ubicación de las fallas principales en el noreste de México. FSM = Falla San Marcos; FLB = Falla La Babia; COOM = Cinturón Orogénico Ouachita-Marathon (modificada de Chávez-Cabello, 2005).	29
2.10	Columna estratigráfica del noreste de México (Modificado de <i>Goldhammer</i> , 1999)	32
2.11	Paleogeografía durante el Triásico Tardío - Jurásico Medio para el norte de México y el sur de Estados Unidos (<i>Goldhammer</i> , 1999).	33
2.12	Paleogeografía del norte de México y sur de Estados Unidos durante el Calloviano-Oxfordiano, <i>Goldhammer</i> (1999).	35
2.13	Paleogeografía del norte de México y sur de Texas durante el Oxfordiano Medio-Kimmerdgiense (<i>Goldhammer</i> , 1999).	36
2.14	Paleogeografía del noreste de México durante el Tithoniano-Portlandiano. Nótese como el archipiélago de Tamaulipas quedó sumergido (<i>Goldhammer</i> , 1999).	37
2.15	Paleogeografía del norte de México y sur de Estados Unidos durante el Neocomiano (<i>Goldhammer</i> , 1999).	38
2.16	Paleogeografía del noreste de México, durante el Barremiano-Aptiano Inferior (<i>Goldhammer</i> , 1999).	39
2.17	Paleogeografía del noreste de México durante el Aptiano Medio-Tardío (<i>Goldhammer</i> , 1999).	40
2.18	Paleogeografía del norte de México y sur de Estados Unidos durante el Albiano (<i>Goldhammer</i> , 1999).	41
2.19	Paleogeografía del norte de México y sur de Estados Unidos durante el Cenomaniano (<i>Goldhammer</i> , 1999).	42
2.20	Paleogeografía del norte de México y sur de Estados Unidos durante el Maastrichtiano (<i>Goldhammer</i> , 1999).	43
3.1	Vista general del área de Potrero Colorado, viendo desde el sur hacia el norte, se aprecia en las partes topográficas más bajas las areniscas eólicas jurásicas de color rojizo, y las paredes de la Sierra La Fragua compuestas de rocas calcáreas cretácicas	45
3.2	Vista del Potrero Colorado en la parte frontal se observan las areniscas eólicas jurásicas con el color rojizo que las caracteriza., y en la parte posterior se aprecia el escarpe de la Sierra La Fragua	45

3.3	Columna estratigráfica de Potrero Colorado, modificada de <i>McKee et al. (1990)</i> ; en esta columna se plantean espesores de 100 m para las capas Tanque Cuatro Palmas, 191 m para las capas Colorado, y alrededor de 450 m para la Fm. San Marcos, esto con base en las observaciones de <i>McKee et al. (1990)</i> , y de estimaciones en las curvas de nivel de los mapas topográficos y del mapa geológico de la zona (Anexo 1).	46
3.4	Imágenes donde se muestran algunas de las unidades de rocas que conforman la estratigrafía del área de estudio. A) Parte centro-occidental del área; B) Parte centro-oriental del área 1.- capas Tanque Cuatro Palmas; 2.- Horizonte de conglomerado; 3.- capas Colorado 6.- Fm. San Marcos.- 7.- Areniscas y lutitas verdosas 8.- Calizas cretácicas.	47
3.5	Afloramiento del basamento al SE de Potrero Colorado. (A) Ubicación del afloramiento en donde se observa la sierra Alargada que limita al área de estudio en su parte sur, la flecha indica la posición del mismo; (B) zona de extensión del afloramiento sobre el arroyo; (C) y (D) acercamientos al mismo.	48
3.6	A) Bloques (“ <i>boulders</i> ”) de basamento dentro de la Formación San Marcos, aparentemente de la misma composición de los del afloramiento de basamento localizado en la parte sur del área. B) Acercamiento a uno de estos bloques donde se ubicó un lápiz para escala.	49
3.7	Unidad inferior de las Capas Colorado. (A) Sedimentación sin-tectónica en lutitas y areniscas de grano medio; (B) Falla que muestra características de licuefacción; (C) marcas de desecación (<i>mud-cracks</i>) y marcas de lluvia fósiles (<i>rain prints</i>); (D) depresiones formadas en esta roca que simula huellas de dinosaurios.	51
3.8	A) Estratificación cruzada típica de las capas Colorado y B) Dunas de arenisca de las capas Colorado. La flecha en la foto señala una persona como escala.	52
3.9	Unidad inferior de las rocas jurásicas, se observa el área de donde se tomo la muestra en las capas Tanque Cuatro Palmas. En la lámina delgada se observa el alto contenido de partículas de cuarzo y pequeños fragmentos líticos; objetivo de la foto 2.5x.	52
3.10	Horizonte conglomerático compuesto de clastos de cuarzo y fragmentos líticos. En algunas partes se aprecia una matriz calcárea, sin estar todo el conglomerado cementado por carbonatos, sino solo en algunas partes muy localmente; objetivo de la foto 2.5x.	53
3.11	Unidad superior de las rocas jurásicas, las capas Colorado. Afloramiento y	53

lámina delgada con nicoles cruzados, en la sección delgada se aprecia que los cuarzos más grandes están soportados por cristales de cuarzo más pequeños; fotografía con objetivo 2.5x

- 3.12 A) Afloramiento de la Fm. San Marcos en la parte norte del área; se aprecian los contactos con las eolianitas y las calizas terciarias; B) pared de más de 50 metros de altura en la parte noreste del área C) acercamiento a la Fm. San Marcos, se observan en el centro los núcleos de los barrenos para paleomagnetismo. 54
- 3.13 Pared en la parte noreste del Potrero Colorado, que permite apreciar las formaciones cretácicas del área; la Fm. San Marcos en contacto transicional con la Fm. Cupido, la cual subyace a la Fm. Peña y finalmente en la parte superior la Fm. Aurora. 56
- 3.14 A) Formaciones Aurora en la parte sureste del área de estudio. Se aprecia el pliegue anticlinal que conforma la parte sur de la sierra La Fragua. También se ubican los contactos de las formaciones La Peña, Cupido y San Marcos, aunque estos están en parte siendo cubiertos por aluvión. 59
- 3.15 A) Brecha calcárea terciaria cementada por carbonato de calcio que constituye las mesetas principales localizadas en la parte interna de Potrero Colorado; B) y C) acercamientos a la brecha (pluma y pica como escala). 60
- 3.16 A) Sierra Alargada, que limita en la parte sur al Potrero Colorado. La línea marca la traza de la Falla San Marcos, que pone en contacto rocas jurásicas con las calizas cretácicas arrecifales. Las zonas blancas de la foto son yesos de la formación Acatita. 62
- 3.17 A) Mapa geológico regional donde se aprecia la sierra de La Fragua y el anticlinal de La Fragua, el cual sigue la traza de la FSM en la zona. (Tomado de *Fitz et al. 2004* y *Chávez-Cabello, 2005*). Mapa geológico de Potrero Colorado, donde se aprecia el anticlinal de la Fragua, La traza de la Falla San Marcos y el fallamiento normal con dirección NW-SE preponderante en la parte central del área. 64
- 4.1 a) El Campo magnético de la Tierra, donde se representa en su forma tradicional como una barra imantada en el centro de la Tierra. b) Campo magnético generado con el modelo matemático del dínamo de *Glatzmaier-Roberts* (1996) en un tiempo en que el campo presenta magnetización normal. Las líneas azules representan al campo que se dirige hacia el interior, y las amarillas hacia el exterior (Tomado de *Glatzmaier-Roberts, 1996*). 66
- 4.2 Representación vectorial de las direcciones del Campo Geomagnético; F es el vector del Campo Geomagnético; H es la proyección horizontal del 68

vector F y Z la proyección vertical del mismo. El vector H se puede descomponer en los vectores X y Y para obtener una referenciación ortogonal del vector F .

- 4.3 Decaimiento de la intensidad del campo dipolar en los últimos 400 años (Tomado de *Merrill et. al. 1998*). 70
- 4.4 Movimiento del polo norte geomagnético en los último 400 años (Tomado de *Merrill et al. 1998*). 70
- 4.5 Cartas isométricas de la componente vertical del campo no dipolar para los años 1930 y 1990. Las unidades de los contornos en 10^3 nT., y los grados son longitud este y oeste y latitud norte y sur (Tomado de *Merrill et al. 1998*). 71
- 4.6 a) Magnetización J contra campo magnético H , para una sustancia diamagnética; la susceptibilidad magnética es una constante negativa. b) J contra H para una sustancia paramagnética; la susceptibilidad magnética es una constante positiva y c) J contra H para una sustancia ferromagnética, la ruta de magnetización muestra histéresis (es irreversible) y la susceptibilidad magnética no es una constante simple (Tomado de *Butler 1992*). 77
- 4.7 Acoplamiento de las redes en diferentes materiales a) ferromagneticos b) antiferromagnéticos y c) ferrimagnéticos. La magnetización neta de los materiales ferrimagnéticos se muestra a la derecha; La magnetización neta de los materiales antiferromagnéticos es cero (Tomado de *Butler 1992*). 80
- 4.8 Subdivisión de un grano en dominios: a) estructura de dominio sencillo con separación amplia entre los polos + y -; b) Estructura de dos dominios con una separación de polos menor; c) estado de cuatro dominios; d) estado de dos dominios, con dominios cerrados (Tomado de *Dunlop y Ozdemir, 1977*, en *McElhinny y McFadden , 2000*). 82
- 4.9 Dibujo que muestra el giro de los espines de los electrones en las paredes de bloqueo (Tomado de *Butler, 1998*). 83
- 4.10 Ciclos de histéresis de partículas de dominio sencillo. a) Ciclo rectangular producido cuando H (campo magnético) y M (Magnetización) se encuentran ambos en el mismo eje. b) No existe histéresis si H y M son perpendiculares; c) Ciclo de histéresis producido por un grupo de granos orientados aleatoriamente (Modificado de *McElhinny y McFadden 2000*). 84
- 4.11 a) Ciclo de histéresis. La magnetización de la muestra es J_s ; la magnetización remanente de la muestra es J_r ; la fuerza coercitiva total es H_c . b) Dirección de la magnetización en granos de DS en el punto 1 del 86

	ciclo de histéresis. Los óvalos representan granos de magnetita DS y la flecha la dirección de la magnetización. c) Dirección de la magnetización en el punto 2 del ciclo. Todos los granos se encuentran en la dirección del campo magnetizante <i>H</i> . d) y e) Magnetización de los granos en los puntos 3 y 4 (Tomado de <i>Butler</i> , 1998).	
4.12	Sistema ternario FeO-TiO ₂ -Fe ₂ O ₃ , mostrando las tres principales series sólidas encontradas en las rocas ígneas (Tomado de <i>McElhinny</i> y <i>McFadden</i> 2000).	88
5.1	A) Perforadora de gasolina y B) orientador magnético utilizados en los trabajos de barrenación de núcleos paleomagnéticos en campo.	97
5.2	A) Procedimiento de barrenación en campo utilizando perforadora de gasolina enfriada con agua presurizada; B) Orientador de núcleos acoplado a un barreno <i>in situ</i> ; C) Toma de datos de azimut e inclinación en el orientador; D) núcleos marcados en campo, con clave del núcleo y línea indicando la orientación y sentido de la perforación.	98
5.3	A) Los núcleos se almacenan en sus cajas antes de ser cortados; B) Se marcan los tramos para su corte; C) Se realiza el corte en la cortadora de núcleos; D) Los núcleos cortados se ponen a secar para su marcación posterior; E) Se marca la parte superior del núcleo con la orientación de campo del mismo y se almacenan nuevamente en sus cajas individuales.	99
5.4	A) Magnetómetro de giro JR-5A. B) Colocación del núcleo dentro del porta-núcleos en el interior de la bobina del magnetómetro para realizar la medición de la MRN. El espécimen debe ser colocado en al menos cuatro posiciones diferentes para completar la medición.	100
5.5	A) Desmagnetizador térmico TD-48 SC con instrumento de medición y control y el horno que permite alcanzar temperaturas de hasta 700° Celsius; B) Forma de introducir el porta-núcleos en el horno.	103
5.6	A) Equipo de desmagnetización por campos alternos LDA-3A; B) Representación esquemática de desmagnetización por campos alternos. Ba) Forma de onda generalizada del campo magnético utilizado en la desmagnetización por campos alternos mostrando el campo magnético contra el tiempo; la onda es sinusoidal con decaimiento lineal en amplitud. Bb) Sección ampliada de la onda donde cada pico tiene un valor menor en intensidad, en el punto 1 es de 200 <i>Oe</i> ; en el punto 2 de -199 <i>Oe</i> y el 3 de 198 <i>Oe</i> .	104
5.7	Equipo de medición de susceptibilidad magnética KLY-3. El espécimen es colocado en el porta- núcleos y se introduce de manera manual al equipo, hasta que se emite una señal que indica que debe ser retirado, cuando la	106

medición ha terminado, la información es almacenada en la computadora.

- 5.8 Esquema de la prueba del pliegue, la prueba del conglomerado y del contacto quemado. En la prueba del pliegue se pueden ver las direcciones diferentes de la roca en ambos lados del pliegue, lo que significa que la magnetización fue adquirida antes del plegamiento. Para el caso del conglomerado las direcciones son diferentes en los clastos, indicando una magnetización anterior a la formación del conglomerado, y en la prueba del contacto quemado, la dirección de la roca encajonante directamente en contacto con el dique muestra la misma dirección del mismo (*Merrill and McElhinny 1983*). 108
- 5.9 Fotografías que muestran los núcleos realizados en los clastos de la Formación San Marcos, para realizar la Prueba del Conglomerado. El diámetro de los núcleos es de 2.5 cm. 108
- 5.10 Ejemplo de un diagrama de proyección ortogonal generado con el programa *PALDIR*. A) Los puntos sólidos indican la proyección en el plano horizontal, los puntos blancos indican proyección en el plano vertical. Las líneas rojas indican las direcciones de baja y alta temperatura. A) Proyección ortogonal; B) Proyección sobre uno de los planos de la esfera, ubicando el W hacia arriba; C) Proyección sobre un plano de la esfera con el N hacia arriba. 113
- 5.11 Esquema ilustrativo que representa la distribución de direcciones dentro del área de una esfera para valores de a) $k = 0$, en donde existe máxima dispersión de las direcciones; y b) $k \sim \infty$, las direcciones tienden a estar alineadas en un solo punto. 114
- 5.12 A) Gráfica que muestra la probabilidad por unidad de área angular de encontrar una dirección dentro de un área angular para valores de $k = 50$, $k = 10$ y $k = 5$, siendo k el valor de precisión. Tomada de *Butler (1998)*. 115
- 5.13 Pantalla de ejemplo que muestra resultados obtenidos por el programa MEAN2 que fue utilizado para realizar el cálculo de las estadísticas de Fisher para el estudio de las rocas jurásicas y la Fm. San Marcos en Potrero Colorado. 118
- 5.14 Determinación de la posición del polo magnético a partir de una dirección del campo magnético. La localización del sitio está ubicado en el punto S (λ_s, ϕ_s); La dirección del campo magnético promedio del sitio es I_m, D_m ; M es el dipolo geocéntrico que existió e influyó en la dirección del campo magnético observado; P es el polo magnético en (λ_p, ϕ_p); p es la *colatitud magnética* (distancia angular de S a P); el polo norte es el polo geográfico norte; β es la diferencia en longitud entre el polo magnético y el sitio (Tomado de *Butler, 1998*). 120

6.1	Clasificación básica de fallas: a) Falla Normal, b) Falla Inversa, c) Falla de desplazamiento lateral, c) Falla con desplazamiento oblicuo.	124
6.2	Bloques diagramáticos que muestran la geometría desarrollada por a) Fallas neoformadas de tipo normal, y b) Falla heredadas con múltiples direcciones de desplazamiento, que retoman planos de fracturas preexistentes (Tomada de <i>Angelier</i> , 1994).	125
6.3	Diagrama que muestra a) en la parte superior, las variaciones de los esfuerzos en la Corteza Terrestre a partir de su estado normal “S.S.” y b) en la parte inferior, la dirección de los esfuerzos (σ_1 , σ_2 y σ_3) generados a partir del tipo de variación de los “estados normales” indicados en la parte superior; σ_1 es el esfuerzo principal, σ_3 es el esfuerzo menor, y σ_2 es el esfuerzo intermedio que siempre coincide con la intersección de los planos de la falla (Modificado de <i>Price and Cosgrove</i> , 1990).	126
6.4	Componentes del tensor de esfuerzos aplicados sobre un cubo y su representación matricial; se especifica el significado de los subíndices siendo el primer subíndice el plano normal donde actúa el esfuerzo, y el segundo la dirección del eje donde aplica (Modificado de <i>Means</i> 1976)	129
6.5	Elipsoide de esfuerzo; a) elipsoide uniaxial compresivo prolado ($\sigma_2 = \sigma_3$, $\Phi = 0$. b) elipsoide triaxial, $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$, $0 < \Phi < 1$. c) elipsoide uniaxial extensional oblado, $\sigma_1 = \sigma_2$, $\Phi = 1$ (Tomado de <i>Angelier</i> , 1994).	132
6.6	Indicadores cinemáticos: 1) minerales escalonados; 2) marcas de rasgos tectónicos; 3) fracturas tipo <i>Riedel</i> ; 4) Picos estilolíticos; 5) Facetas rugosas y pulidas, 6) Fracturas de tensión en pluma; 7) Fracturas conjugadas 8a) Marcas parabólicas y, 8b) Burbujas deformadas en lavas (Modificado de <i>Angelier</i> , 1994).	133
6.7	Descripción completa de la orientación del deslizamiento sobre un plano de falla con sus tres ángulos d , p , i . a) muestra la orientación del plano de falla, mientras que, b) muestra la orientación del vector de deslizamiento en el plano de falla (Tomado de <i>Angelier</i> , 1994).	135
6.8	Geometría típica de deslizamiento de fallas para planos de falla con el mismo buzamiento. Los valores numéricos corresponden al ángulo i . Las letras indican el sentido de deslizamiento (N, normal; I, Inversa; D, dextral; S siniestral (Tomado de <i>Angelier</i> , 1994).	136
6.9	Ejemplos de sistemas de fallas conjugadas: a) fallas normales, b) fallas de rumbo y c) fallas inversas. De lado izquierdo estereogramas de Smith (proyección en el hemisferio inferior (Tomado de <i>Angelier</i> , 1994).	138

6.10	Deslizamiento real (a), contra teórico (b), y diferencia entre el deslizamiento real contra el teórico (c); n es la normal con el plano de falla, s es el vector de deslizamiento unitario, t es el esfuerzo de cizalla calculado; n^* es la normal al plano de falla de mejor ajuste donde t fue calculado. La diferencia entre las direcciones de s y t en c) es conocida como RUP o medidor de calidad (Modificado de <i>Angelier</i> 1990, 1994).	139
6.11	Estimador de calidad individual RUP, en dónde la flecha abierta indica la estría teórica “t”, y la flecha negra la estría real “s”, El área sombreada es donde puede encontrarse el esfuerzo (Tomado de <i>Angelier</i> , 1990; 1994).	143
7.1	Modelo de formación de un pliegue por doblez de falla “fault-bend fold”. El pie de la falla permanece sin deformar (<i>Twiss and Moores</i> , 1992).	146
7.2A	Afloramiento de limolitas y areniscas jurásicas donde se aprecia el movimiento de las fallas normales sinsedimentarias a) contacto erosivo entre la arenisca y la limolita y b) detalle que muestra la depositación posterior de las areniscas al fallamiento, y donde existe una propagación de fracturas menores dentro de la arenisca a partir de las fallas normales más antiguas. En la parte del central cerca del contacto se encuentra una navaja como escala.	148
7.2B	Detalle de fallas laterales con rasgos de licuefacción, que no muestra rasgos de deformación frágil.	149
7.3	Redes estratigráficas de los sitios PC-2 y PC-4 en las areniscas y limolitas jurásicas, las que determinan un movimiento lateral derecho sobre superficies heredadas en fallas normales de estas rocas. La simbología que se presenta aquí aplica para todas las redes que se muestran en el presente capítulo.	150
7.4	a) Fallas normales en domino en las eolianitas en la parte central del Potrero Colorado; El efecto visual curvo de las fallas es debido a la topografía del terreno, b) se aprecian las mismas fallas, desde una mejor ángulo. La referencia de la escala esta dada por la figura humana en la figura a.	151
7.5	Fallas normales en las capas Colorado, las cuales fueron reactivadas por fallas laterales, se aprecian los escalones de fallas, indicadores cinemáticos en este caso de movimiento lateral derecho.	152
7.6	a) Afloramiento que muestra fosas y pilares en las capas Colorado, en esta imagen se ven las fallas normales que cortan a la arenisca, existiendo una depositación posterior al fallamiento, que no está siendo afectado. En b) se muestra una parte un poco más extensa hacia la izquierda, donde se aprecia una falla normal que retoma una de las fallas antiguas y esta corta a las	153

unidades superiores probablemente en un tiempo posterior y casi seguramente en el Neocomiano.

- 7.7 Falla normal en las capas Colorado, es la misma falla que se muestra en la figura 7.7b, aunque la vista es hacia el ESE, a diferencia de la imagen anterior, donde la vista es hacia el WNW. Estas paredes se encuentran flanqueando un cañón con una distancia de entre 80 y 100 m. 154
- 7.8 Falla normal en la parte central del Potrero Colorado que desplaza el bloque de la derecha hacia abajo y el de la izquierda hacia arriba. En el bloque del lado izquierdo se aprecia la capa de conglomerado que no se encuentra en el bloque de la derecha. 155
- 7.9 Fallas en escalón sobre la parte noroeste del Potrero Colorado, sobre las capas Colorado, y que afectan de igual forma a la base de la Fm. San Marcos. 156
- 7.10 Falla en la zona NW de la parte central del Potrero Colorado, en donde se aprecia el contacto de la eolianita con la Fm. San Marcos. Aparentemente esta falla solo afecta a las rocas de la Fm San Marcos y las eolianitas, no se aprecia que corte a las rocas calcáreas de la parte superior. La flecha señala el contacto. 157
- 7.11 Diagramas estereográficos de diferentes estaciones de fallas en las capas Colorado y Fm. San Marcos en donde se puede apreciar los esfuerzos tensionales en los sitios PC-7, PC-9, PC-13 y PC-14, y en los sitios PC-5 y PC-6 movimientos laterales derechos retomados sobre las mismas fallas normales. 157
- 7.12 Mapa de ubicación de las principales estaciones de falla dentro del área de Potrero Colorado. La mayoría se encuentran en la parte central del área en lo que es el núcleo del anticlinal de la Sierra la Fragua, aunque también hay datos de la parte sur del área en la Sierra Alargada (PC-12). 158
- 7.13 Contacto entre limolita y arenisca Jurásica, con caliza y yeso de edad Cretácica, en la parte sur del Potrero Colorado, sobre la ladera norte de la Sierra Alargada (Anexo I). 159
- 7.14 Fallas paralelas a la estratificación en rocas calizas del Albiano, a la entrada del Potrero Colorado. es importante destacar la compresión NNE a NE. 160
- 8.1 Mapa geológico simplificado donde se muestra la ubicación de afloramientos donde se tomaron las muestras para los estudios paleomagnéticos. Debido a que algunos sitios se encuentran relativamente 162

cercanos en esta escala, se ubican las localidades por rangos como se indica en la leyenda.

- 8.2 Diagramas ortogonal y de Proyección de Igual Área que muestran la desmagnetización por campos alternos de la muestra 16Gz, la cual fue sometida a campos de hasta 100 mT, se aprecia un agrupamiento de los puntos, lo que significa que la magnetización es muy estable, o de alta coercitividad, por lo cual no pudo ser desmagnetizada por este método. 163
- 8.3 Diagramas ortogonales de desmagnetización térmica de las muestras 8Ay y 8Bz de rocas jurásicas, donde se aprecia el cambio en la magnetización alrededor de los 580° C. 165
- 8.4 Diagramas de proyección de igual-área y ortogonal para la muestra 15Bz perteneciente a las rocas jurásicas. Se aprecia el cambio de dirección en la muestra a partir de los 580° C. 166
- 8.5 Diagramas de desmagnetización de igual-área para la muestras 15EZ y 15Gz. 167
- 8.6 Diagramas de desmagnetización térmica de la muestra 19Az, en las proyecciones de igual área y proyección ortogonal con el W hacia arriba. 168
- 8.7 Diagramas ortogonales de desmagnetización para las muestras 19Gz y 20Fy con el W hacia arriba, se aprecia un cambio en las direcciones a partir de los 580° C. 169
- 8.8 Diagrama de proyección de igual área y ortogonal con el W hacia arriba de la muestra 26 Ez. 169
- 8.9 Diagramas de proyección ortogonal donde se muestran las direcciones promedio de la magnetización de la componente de baja temperatura de las rocas jurásicas. A) Direcciones de las muestras individuales, B) Direcciones promedio de los sitios, mostrando el cono del intervalo de confianza del 95%. 170
- 8.10 Diagrama de proyección ortogonal donde se muestran la direcciones promedio de la magnetización de la componente de baja temperatura de las rocas jurásicas , mostrando la posición *in situ*, sin corrección estructural e indicando la dispersión α_{95} para el conjunto de todos los sitios. 171
- 8.11 A) Diagrama de proyección de igual área donde se indican las direcciones características medias obtenidas en las rocas jurásicas de Potrero Colorado, las cuales están indicadas por un círculo las de baja inclinación y con un cuadrado las de alta inclinación, de igual forma los símbolos en 173

- negro son proyecciones en el hemisferio norte y los claros en el hemisferio sur. Se muestran las correspondientes elipses de confianza ($\alpha 95$) para cada uno de los sitios. B) Se muestran las direcciones de baja y alta inclinación con sus elipses de confianza ($\alpha 95$).
- 8.12 Diagramas de (A) proyección de igual área y (B) proyección ortogonal, de la muestra 28Az , mostrando un comportamiento estable de desmagnetización hasta los 300° C, con dirección reversa en alta temperatura 177
- 8.13 Diagramas de proyección de A) igual-área y B) proyección ortogonal para la muestra 28Cz. En esta muestra se aprecia la componente de baja temperatura en el hemisferio norte y la de alta temperatura en el sur. 178
- 8.14 Diagramas de proyección de A) igual-área y B) proyección ortogonal para la muestra 33Ez. Se distingue el círculo mayor definido por las direcciones en la proyección de igual área y el polo que la define. 178
- 8.15 Diagramas de proyección de A) igual-área y B) proyección ortogonal para la muestra 35Gz. Se define muy bien un círculo mayor para esta muestra, con un bajo (buen) intervalo de confianza $\alpha 95$. 179
- 8.16 Diagramas de proyección de A) igual-área y B) proyección ortogonal para la muestra 42Ez. Esta muestra tiene muy definida sus componentes al NW con inclinaciones de intermedias a bajas. 180
- 8.17 Diagramas de proyección de A) igual-área y B) proyección ortogonal para la muestra 44Dz. Muestra muy estable con polaridad normal con direcciones muy cercanas al norte para las dos componentes 181
- 8.18 Diagramas de proyección de A) igual-área y B) de proyección ortogonal para la muestra 45 Cz. Muestra en que se definen muy bien las dos componentes de alta y baja temperatura de polaridad normal. 181
- 8.19 Diagramas de proyección de igual área para la componente de baja temperatura de los limbos A) oeste y B) este de la Formación San Marcos en Potrero Colorado. 182
- 8.20 Direcciones de alta temperatura para la Formación San Marcos para los flancos A) oeste in situ, y B) flanco este in situ (círculos) y polos para los planos calculados a partir de las trayectorias de desmagnetización (cuadrados). 185
- 8.21 Direcciones de alta temperatura para la Formación San Marcos. a) Promedio de sitios, mostrando el cono de dispersión ($\alpha 95$), b) dirección característica promedio de todos los sitios aplicando la corrección estructural. 186

8.22	Diagramas ortogonales para los clastos A) 1 y B) 3 de la prueba del conglomerado, mostrando el comportamiento muy estable de la desmagnetización de estas rocas y direcciones diferentes para las magnetizaciones de ambos clastos	187
8.23	Diagrama de igual área que despliega las direcciones de los clastos en los cuales se realizó la prueba del conglomerado dentro de la Formación San Marcos.	188
9.1	Proyección ortogonal de la Tierra donde se muestra la ubicación del Cratón de América del Norte y la CVPA o la ubicación de los polos con respecto a este cratón a través del tiempo. Se muestran además los polos utilizado en el modelo de relevo de falla (I) descrito en el siguiente apartado.	192
9.2	Modelo de evolución de la Sierra La Fragua y Potrero Colorado, a) Se dibuja la traza de la FSM y la actual zona de Potrero Colorado, b) empieza el movimiento lateral derecho de la falla formando una cuenca pull apart desarrollando fallas en escalón oblicuas a la traza de la FSM, c) continúa el movimiento de la FSM y las fallas oblicuas giran en sentido de las manecillas del reloj, d) Modelo de elevación con la traza de la FSM y la ubicación actual del Potrero Colorado dentro de la Sierra La Fragua y las fallas normales dentro del área.	202
9.3	Modelo de evolución para el área de Potrero Colorado en el que se plantea que la rotación en sentido de las manecillas del reloj de las rocas tanto jurásicas como cretácicas que lo conforman, es debido a una rampa de relevo en la falla San Marcos. a) traza de la falla antes de generarse el desplazamiento, b) las rocas sufren fracturamiento y fallas tipo R se presentan, y sufren un giro de entre 28° y 17°; c) Al actuar la orogenia Laramide sobre el área sufren una nueva rotación en el Cretácico o Terciario de ~17° adicionales.	205
9.4	Proyección ortogonal de la Tierra con la ubicación del Cratón de América del Norte y la CVPA con respecto a este cratón a través del tiempo. Se muestran los polos utilizado en el modelo de relevo de falla II descrito en el texto.	209
9.5	Modelo de evolución con rotación en sentido horario de las rocas jurásicas y cretácicas, basado en es debido a una rampa de relevo en la falla San Marcos. Se consideran de manera independiente las direcciones de la Fm. San Marcos a) traza de la falla antes de generarse el desplazamiento, b) las rocas sufren fracturamiento y fallas tipo R en el Jurásico Superior Tardío y sufren un giro de ~8°; c) Durante el depósito de la Fm. San Marcos en el Cretácico Inferior y debido al movimiento de la FSM, estas rocas registran el movimiento del/los bloques formados dentro de la zona de relevo de falla con un giro de ~30°.	210

LISTA DE TABLAS

Tabla.	Descripción	Pag.
4.1	Algunas propiedades magnéticas de la magnetita con dominio sencillo (DS) y con multidominio (MD). Datos tomados de <i>Thompson y Oldfield</i> (1986); KAm^{-1} = Kilo ampere por metro; mT = mini Teslas; $\mu\text{m}^3 \text{kg}^{-1}$ = micras por Kg.	90
7.1	Solución de los tensores de esfuerzos con el método INVD (<i>Angelier</i> , 1990). T: Cronología del fallamiento (1: Jurásico Tardío, lateral izquierdo neoforado, 2: Cretácico Temprano, normal neoforado, 3: Paleógeno, inverso heredado durante el evento Laramide); $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$: ejes principales del tensor de esfuerzo (inmersión/rumbo en grados); Φ : relación $(\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)$; N: Número de datos; RUP: Valor promedio en % del estimador de coherencia del programa de Angelier, para datos con $\text{RUP} < 75\%$; la-cC: limolitas y areniscas capas Colorado, cC: capas Colorado (eolianitas); SM: San Marcos y TS: Tamaulipas Superior.	147
8.1	Estadísticas de cálculo en las rocas jurásicas, mostrando las direcciones de la componente secundaria <i>in situ</i> para cada uno de los sitios. N número de muestras por sitio, D dirección de magnetización; I , Inclinación de la magnetización; k medida de la dispersión; y α_{95} , intervalo de confianza al 95%; rsum , magnitud del vector resultante, (parámetros explicados en el capítulo 5).	164
8.2	Componente de alta temperatura por cada uno de los sitios para las rocas jurásicas; N número de muestras por sitio, D dirección de magnetización; I , Inclinación de la magnetización; k medida de la dispersión; y α_{95} , intervalo de confianza al 95%; rsum , magnitud del vector resultante; ia , inclinación alta; ib , inclinación baja, x sitio eliminado.	172
8.3	Direcciones de las componentes características de las rocas jurásicas, donde se identifican dos direcciones características, una de alta y otra de baja inclinación. Simbología como la tabla 8.2.	173
8.4	Componentes de baja temperatura de la Formación San Marcos en el limbo este.	175
8.5	Componentes de baja temperatura de la Formación San Marcos en el limbo oeste.	175
8.6	Dirección promedio de la componente de baja temperatura de la Formación San Marcos en los limbos este y oeste.	175

8.7	Direcciones características de la Formación San Marcos para el limbo éste, en donde se presenta la dirección in situ y la dirección mostrando la corrección estructural. Muchas de estas direcciones fueron calculadas utilizando la técnica de círculos mayores.	183
8.8	Direcciones características o de alta temperatura de la Formación San Marcos para el limbo oeste.	184
8.9	Direcciones características o de alta temperatura de la Formación San Marcos para los limbos este y oeste, combinados.	184
8.10	Direcciones obtenidas para los clastos presumiblemente jurásicas que se encontraban dentro del conglomerado de la Formación San Marcos (Cretácica).	188
9.1a	Polos considerados para calcular la dirección de referencia de las rocas jurásicas considerando que sean de edad Oxfordiano. En paréntesis datos sin aplicar la corrección estructural, para el cálculo se tomaron los datos corregidos (*) para la rotación de la plataforma del Colorado y se realizaron utilizando las estadísticas de Fisher.	195
9.1b	Polos considerados para calcular la dirección de referencia de las rocas jurásicas, considerando una edad del Tithoniano; entre paréntesis edad sin corregir. El promedio se calculó con estadísticas de Fisher.	196
9.2	Polos considerados para calcular la dirección de referencia de las rocas cretácicas	196
9.3	Estimación de rotación en rocas jurásicas con dirección de baja inclinación contra el polo calculado para los miembros inferior (Oxfordiano) y superior (Tithoniano) de la Fm. Morrison en la Plataforma del Colorado.	198
9.4	Calculo de rotación y anomalía de inclinación para la Fm. San Marcos en Potrero Colorado, con base en las direcciones observada y esperada para el Cretácico Inferior.	200
9.5	Estimación de rotación en rocas jurásicas con dirección de alta inclinación contra el polo del Cretácico Inferior	201

LISTA DE ABREVIATURAS Y SIGLAS

A/m	Amper por metro
α_{95}	límite de confianza con 95% de certidumbre.
cgs	sistema cgs
CI	falla cierta inversa
cm	centímetros
CN	Falla Cierta Normal
CPC	Cinturón Plegado de Coahuila
CVPA	Curva de Vagabundeo Polar Aparente
Dec	Declinación
DGA	Dipolo Geocéntrico Axial
DM	Dominio Múltiple
DPS	Dominio Pseudo-sencillo
DS	Dominio Sencillo
E	este
ESE	este sureste
et al.	y colaboradores
EUA	Estados Unidos de América
<i>F</i>	Fuerza del Campo Magnético
Fig.	Figura
Figs.	Figuras
Fm.	Formación
Fms.	Formaciones
FSM	Falla San Marcos
<i>H</i>	Campo Magnético
<i>H_c</i>	Fuerza coercitiva total
<i>i.e.</i>	por ejemplo
Inc	Inclinación
INEGI	Instituto Nacional de Estadística Geología e Informática
<i>INVD</i>	Programa calculo de esfuerzos
<i>J</i>	Magnetización
<i>J_i</i>	Magnetización inducida
<i>J_r</i>	Magnetización remanente
<i>J_s</i>	Magnetización de saturación
<i>k</i>	Estimación de la dispersión angular (paleomagnetismo)
<i>k</i>	constante positiva en el tensor de esfuerzos (geología estructural)
<i>l</i>	esfuerzo isotrópico (positivo=compresión, negativo=extensión)
KAm ⁻¹	Kilo ampere por metro
km.	kilómetros
km ²	kilómetros cuadrados
kyr	miles de años
m	metros
Ma.	millones de años
MAD	Desviación Media Absoluta
MMS	Megacizalla Mojave-Sonora
MRC	Magnetización Remanente Característica
MRD	Magnetización Remanente Detrítica
MRI	Magnetización Remanente Isotermal
MRN	Magnetización Remanente Natural

MRQ	Magnetización Remanente Química
MRV	Magnetización Remanente Viscosa
M_s	Magnetización de saturación
msnm	metros sobre el nivel del mar
mT	mini Teslas
MTR	Magnetización Termoremanente
N	norte
NE	noreste
NNW	nornoroeste
nT	nanoteslas
NW	noroeste
op. cit.	Obra citada
p	colatitud magnética
RUP	Estimador de calidad individual para fallas <i>Angelier</i> (1990)
S	sur
S.S.	Estado estándar de los esfuerzos
σ_1	Esfuerzo principal de compresión
σ_2	Esfuerzo intermedio de compresión
σ_3	Esfuerzo menor de compresión
SE	sureste
SI	sistema inglés
SMOr	Sierra Madre Oriental
SP	Superparamagnético
SSE	sursureste
SW	suroeste
T	temperatura absoluta
tan	tangente
T_B	temperatura de bloqueo
T_C	Temperatura de Curié
T_N	Temperatura de Néel
UTM	Proyección Universal Transversa de Mercator
V	volumen de grano
W	oeste
WNW	oeste noroeste
X	Componente ortogonal norte del campo magnético
Y	Componente ortogonal este del campo magnético
Z	Componente vertical del campo magnético
λ	latitud geográfica
λ_p	latitud geográfica de un polo
$\mu\text{m}^3 \text{kg}^{-1}$	micras por Kilogramo
τ	tiempo de relajación
φ	longitud geográfica
φ_p	longitud geográfica de un polo
Φ	radio del esfuerzo = $(\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)$
$^{\circ}\text{C}$	grados Celsius

CAPÍTULO I

GENERALIDADES

1.1 Introducción

En la historia geológica de México ha habido una serie de eventos importantes que han determinado la configuración compleja que presenta a lo largo de todo su territorio. Uno de estos eventos ha sido la apertura del Golfo de México, la cual se dio de manera casi simultánea con la creación del Océano Atlántico. Durante la apertura se generaron fallas transformantes importantes. Una hipótesis propuesta por *Anderson y Silver* (1979) y *Anderson y Schmidt* (1983), plantea la existencia de una falla regional de régimen lateral izquierdo, denominada megacizalla Mojave-Sonora (MMS), que debió haberse formado en el Jurásico tardío y que desplazó parte del noroeste de México hacia el sureste unos 700-800 km. Existen propuestas alternativas de que esta megacizalla pudiera haberse formado en el Paleozoico tardío (*Dickinson and Lawton*, 2001); desde que fue propuesta ha sido un tema de controversia; está pendiente todavía el confirmar su origen y existencia debido a que la evidencia de campo no permite una interpretación contundente (*Molina-Garza e Iriondo*, 2005).

Otro de los aspectos geológicos que han contribuido a la configuración actual de nuestro país es la acreción y secuestro de terrenos tectonoestratigráficos en la parte occidental y oriental, respectivamente del país en los últimos 250 Ma. (*Campa y Coney*, 1983; *Sedlock et al.*, 1993; *Dickinson and Lawton*, 2001; y *Keppie*, 2004) los cuales constituyen más del 90 % de la corteza actual del territorio Mexicano.

La traza hipotética de la MMS se extiende aparentemente con un rumbo N 50° W desde la parte sur de las Montañas Inyo en California en los Estados Unidos de América (EUA), pasando por la localidad de Caborca en Sonora, México cruzando los desiertos de Mojave, Colorado y de Sonora, atravesando la Sierra Madre Occidental en el estado de Sonora y Chihuahua con una posible extensión hacia el NE de México a través de los estados de Coahuila, Nuevo León y Tamaulipas, delimitando en la parte sur al Terreno Coahuila, al cratón de Norteamérica y al cratón orogénico Ouachita-Marathon o terreno Tarahumara de *Sedlock et al.*, (1993).

La Falla San Marcos (FSM) es un falla importante de basamento en el NE de México que ha sido asociada a la MMS (*Anderson and Silver, 1979; Anderson and Schmidt, 1983; McKee et al., 1984*), que tiene una orientación oblicua a la traza de la MMS, aflora principalmente en el estado de Coahuila y se extiende hacia Chihuahua al NW y a Nuevo León al SE, donde se encuentra sepultada por rocas volcánicas terciarias-cuaternarias ó marinas del Cretácico, respectivamente.

El área de estudio, conocida como Potrero El Colorado o Potreo Colorado, se ubica en la porción occidental de la sierra La Fragua en la parte central del estado y del terreno Coahuila (*Campa y Coney, 1983*). Sobre esta misma área cruza la traza de la FSM, al igual que en el valle de San Marcos, que se encuentra al este de la Sierra La Fragua. En estas localidades se presentan claras evidencias estratigráficas y estructurales de las diferentes actividades de la FSM. Esta falla separa al Cinturón Plegado de Coahuila (CPC) del Bloque de Coahuila. El CPC además está limitado en su parte norte por el cratón de Coahuila-Texas a través de la Falla La Babia (*Charleston, 1981*). Se ha interpretado que la FSM y La Babia son fallas de basamento que acomodaron desplazamiento lateral izquierdo durante su instauración en el Jurásico Tardío (*McKee et al., 1990*), y en el Terciario Temprano durante la orogenia Laramide (*Charleston, 1981; Padilla y Sánchez, 1982*). Sin embargo, al igual que con la MMS, aún no han sido probados grandes desplazamientos laterales.

Se ha sugerido que la FSM podría haber formado parte de un sistema de fallas transformantes (Mojave-Sonora) que conectaron la dorsal del Golfo de México con el borde activo del Pacífico durante el Jurásico (*McKee et al., 1990*). La evidencia más clara sobre la instauración de la falla es estratigráfica y lo constituye la aparición de una potente cuña clástica de ~ 2000 m de espesor de rocas del Jurásico que afloran principalmente en Potrero Colorado, valle de San Marcos y en el Potrero La Gavia. Este paquete clástico ha sido definido por *McKee et al. (1990)* como capas Las Palomas, Sierra el Granizo y Tanque Cuatro Palmas, estas últimas capas presumiblemente contienen amonites del Tithoniano que permiten delimitar la edad mínima de la FSM, ya que estas capas de lutitas y areniscas marinas sobreyacen a rocas conglomeráticas sobre la traza de la falla. Las capas Tanque Cuatro Palmas subyacen en contacto concordante a las rocas conglomeráticas de la Fm San Marcos.

Por otro lado se ha determinado que la FSM ha tenido por lo menos cuatro eventos de reactivación (*Chávez-Cabello et al., 2005*) siendo el primero con componente normal en el Cretácico Temprano que generó el depósito de la Formación San Marcos, el segundo con componente inversa controlando ampliamente los estilos de deformación dentro y en el sur del CPC. Dos eventos más han sido definidos en la continuación NW de la falla, en Chihuahua, donde la FSM se encuentra sepultada por rocas volcánicas del Campo Volcánico de Camargo y de la Sierra Madre Occidental (*Aranda-Gómez et al., 2005a*).

La tercera reactivación al parecer acomodó desplazamiento lateral izquierdo entre el Mioceno Medio y el Plioceno Temprano, generando plegamiento menor en rocas volcánicas cerca del Campo Volcánico de Camargo en el sureste de Chihuahua (sierra Aguachile, *Cervantes-Corona, 2005*). Por último, se sugiere que la última reactivación de la FSM fue con componente normal entre el Plioceno y el Cuaternario (*Aranda-Gómez et al. 2005a; Chávez-Cabello et al., 2005*).

La FSM también limita la parte sur de la Sierra La Fragua, separándola del Bloque de Coahuila ubicado al sur. La sierra La Fragua es un anticlinal asimétrico orientado E-W con un afloramiento menor de su núcleo en el área de Potrero Colorado, donde afloran rocas clásticas del Jurásico Superior (?) de origen continental color rojo (*McKee et al., 1990*), de donde deriva el nombre de Potrero Colorado. *Charleston (1981), Padilla y Sánchez (1982) y McKee et al. (1984, 1990)* han sugerido la existencia de desplazamientos izquierdos a lo largo de la FSM. Debido a que se ha determinado la existencia de rotaciones locales importantes de las rocas jurásicas presentes en el valle San Marcos (*Arvizu-Gutiérrez, 2003; Molina-Garza et al., 2003*), sin precisar aún el tiempo de estas rotaciones (jurásicas o terciarias?), el presente trabajo pretende buscar evidencia de la rotación de bloques dentro de la sierra La Fragua, cuyo eje anticlinal en su mayoría mantiene una relación paralela con respecto a la traza de la FSM, y representa lo que podría ser una zona de *restraining bend* (acortamiento en una zona de doblez de una falla de rumbo) menos pronunciada que la sugerida para el valle de San Marcos (*McKee et al., 1984, 1990*). El objetivo del trabajo es determinar el origen (acortamiento o desplazamientos laterales), escala (local o regional) y tiempo (jurásica o terciaria) más

probable de estas rotaciones, y de los estilos de deformación presentes en la zona de doblez en Potrero Colorado.

Es conveniente mencionar que esta tesis se realizó en el marco del proyecto doctoral de Gabriel Chávez Cabello quien estudió en detalle la FSM desde El Potrero de la Gavia en Nuevo León, toda la parte central de Coahuila hasta la localidad de Sierra Mojada, incluyendo Potrero Colorado y el valle de San Marcos. Trabajo en el que se cuestiona ampliamente el origen y tiempo de la deformación en las zonas de doblez de la FSM (*Chávez-Cabello, 2005*).

1.2 Localización

El área de estudio se localiza en la porción occidental de la sierra La Fragua, en la parte central del estado de Coahuila (Fig. 1.1), dentro de las coordenadas geográficas: 26° 43' y 26° 50' de latitud norte y 102° 30' y 102° 41' de longitud oeste.

Para acceder a la localidad de Potrero Colorado, se toma una desviación sobre la carretera Federal No. 30 Monclova-Torreón, en el kilómetro 185, en donde se recorren 13 km. sobre un camino de terracería transitable todo el año, en dirección noroeste, que conduce al ejido Las Morenas. A partir de este ejido se conduce, con las mismas condiciones de camino, en dirección casi oeste franco alrededor de 5 km. hasta cruzar un cañón denominado Puerto de Mauro en la sierra El Venado; al cruzar el cañón se debe seguir un camino, no transitable en época de lluvia, que continua inicialmente al pie de la sierra y posteriormente paralelo a una cerca en dirección NW el cual conduce, después de avanzar aproximadamente 23 km., directamente a la boquilla oeste del Potrero Colorado; sobre éste camino se llega a la parte central del área donde se localiza el rancho El Colorado, hoy en día abandonado (Fig. 1.1). A la Sierra La Fragua se puede acceder durante todo el trayecto de la carretera entre los kilómetros 88 y 185 de la carretera Monclova-Torreón.

También se puede acceder al área de estudio por la parte norte. Para esto se toma la terracería que parte de Cuatro Ciénegas hacia Estación Arocha, que va paralela a las vías del Ferrocarril que conecta estas dos ciudades siguiendo el ferroaducto que viene de la mina Hércules en Chihuahua. Se recorre por aproximadamente 34 km. donde en la localidad Los Belloc se toma un camino secundario hacia el sur oeste, donde se recorren

otros 10 km. hasta llegar a una mina abandonada. De ahí se recorre a pie unos dos km. donde se considera el extremo norte del Potrero Colorado.

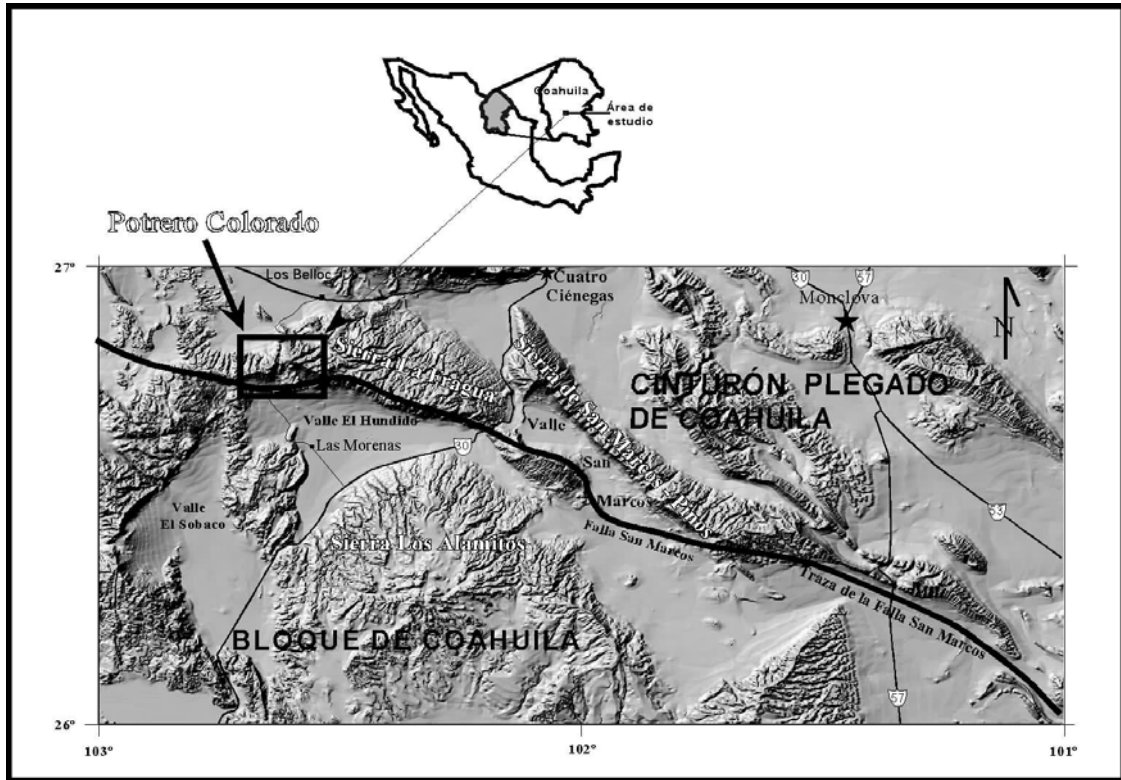


Figura 1.1 Localización y vías de acceso al área de Potrero Colorado y Sierra La Fragua. El principal acceso es por la carretera federal No. 30, en una desviación en el km. 185 hacia el rancho Las Morenas, para llegar sobre la parte sur del área de estudio.

1.3 Clima y vegetación

La parte central del estado de Coahuila se caracteriza por tener bajos niveles de lluvia, con una precipitación media anual de ~350 mm, debido básicamente a condiciones de altas presiones atmosféricas casi todo el año, ocasionando un clima seco, árido y hasta desértico en el área de Potrero Colorado. Las precipitaciones en la región son muy ocasionales en invierno y más escasas aún en el resto del año, de junio a agosto suelen presentarse chubascos aislados; la temperatura media anual es de 22° C, la mínima es de -10° C y la máxima de 47° C.

La vegetación del área depende mucho del clima, siendo preponderante la lechuguilla (*agave funkiana*), la cual está ampliamente distribuida, y donde está muy densa dificulta recorrer el área; la candelilla (*euphorbia antisyphilitica*), la cual sirve de

soporte económico para gran parte de las comunidades ejidales, además de sotol (*desylirión ap*), maguey (*agave sp*), guayule (*parthenium*), mezquite (*prosopis juliflora*), uña de gato (*acacia greggy*), nopal cegador (*opuntia microdasys*), nopal rastrero (*opuntia trastera*), nopal tapón (*opuntia robusta*), biznaga (*enchinocactus sp*), ocotillo (*fronquieria splendens*), peyote (*atrophytum asterias*), granjeno (*celtis sp*), gobernadora (*Iarrea divaricata*), hoasén (*fluorencia sp*), palma chica (*yuca filifera*) y palma real (*yuca carnerosana*), entre otras.

1.4 Antecedentes

Charleston (1981) definió a la FSM como un lineamiento regional en la parte central de Coahuila que separa diferentes estilos de deformación entre el CPC y el Bloque de Coahuila, sin embargo los trabajos más formales realizados en el área de estudio (Potrero Colorado) corresponden principalmente a *McKee et al.* (1984; 1990), estos autores relacionan la FSM con la MMS, sobre la cual se apoya un número importante de modelos tectónicos sobre la evolución tectónica del norte de México, el Golfo de México y el mismo Caribe durante el Jurásico (*Anderson y Schmidt*, 1983). *Charleston* (1981) y *Padilla y Sánchez* (1982) sugieren desplazamiento lateral izquierdo para el Terciario Temprano durante la orogenia Laramide, con base en análisis de fotografías de satélite. Por otro lado, *Chávez-Cabello et al.* (2005), *Montemayor-Sánchez* (2003), *Montemayor-Sánchez et al.* (2002), sugieren que la FSM al parecer no ha acomodado desplazamiento lateral importante inclusive en el mismo Jurásico Tardío, y que los desplazamientos sobre ésta, al menos hasta el Terciario Temprano, han sido con componentes de desplazamiento vertical más importante que lateral.

Arvizu-Gutiérrez (2003) realizó un estudio paleomagnético en el área de San Marcos en su tesis de licenciatura, proponiendo que los granitoides permo-triásicos localizados en el suroeste del valle de San Marcos, inicialmente propuestos como basamento *in situ* (*McKee et al.*, 1990), más bien podrían representar bloques caídos del escarpe de la FSM ya que de acuerdo a sus datos paleomagnéticos, no existe consistencia entre las declinaciones ni las inclinaciones determinadas en estos, descartándose de esta manera la existencia de un bloque *in situ* mayor en esta zona.

Por otro lado, *Arvizu-Gutiérrez* (2003) también determinó que rocas más jóvenes como las Capas Las Palomas presentan una rotación horaria de 80° - 90°, proponiendo cuatro modelos posibles que explicarían esta rotación: 1) que hallan sido depositadas cerca del Ecuador, debido a la baja inclinación que muestran estas Capas, 2) Que las rocas tengan una antigüedad mayor al Jurásico Tardío, entre 225 y 140 Ma, lo que no implicaría eventos tectónicos de desplazamiento importantes; 3) Que pueda deberse a compactación de los minerales en que reside la magnetización, aunque no muy viable, debido a que la compactación suele darse en rocas más arcillosas y no en lechos rojos, donde la magnetización no es deposicional, sino química. y 4) Por complejidad estructural debido a la actividad de la FSM interpretando que esta rotación puede deberse a la existencia de una zona de *restraining bend* de la FSM en el Jurásico Tardío, donde debieron haber sido remagnetizadas y sufrirían un basculamiento posterior. *Arvizu-Gutiérrez* (2003) considera que esta cuarta interpretación sería la más viable, aunque la rotación horaria sería incongruente para una falla izquierda como sugiere McKee et al. (1984, 1990).

1.5 Objetivos

El objetivo general del presente trabajo es proponer un modelo de evolución tectónica de la sierra La Fragua, que contribuya a establecer un modelo que integre origen, escala y tiempo más probable de las rotaciones y/o basculamientos generados por la FSM, que sean consistentes con la geología de la región, apoyando esta interpretación en datos paleomagnéticos y estructurales del área de Potrero Colorado.

Los objetivos particulares fueron:

- a) Elaborar una cartografía geológica y un mapa estructural de la porción oeste de la sierra La Fragua en la zona denominada Potrero Colorado.
- b) Determinar direcciones de paleoesfuerzos en las rocas del Jurásico Tardío (Capas Tanque Cuatro Palmas y Colorado) y Cretácico Temprano (Formación San Marcos).
- c) Analizar información paleomagnética para establecer posibles rotaciones o basculamientos de bloques tectónicos del área.

- d) Realizar una interpretación tectónica de la Sierra La Fragua y su relación con la actividad de la FSM.
- e) Proponer un modelo de evolución de la Sierra La Fragua.

1.6 Metas

Entre las metas planteadas en el presente trabajo se enumeran las siguientes:

1. Elaborar una carta geológica escala 1:25 000 con una cobertura de 12 x 10 km.
2. Generar un mapa estructural de la porción poniente de la sierra La Fragua donde se ubica Potrero Colorado.
3. Definir paleo-tensores de esfuerzos con base en indicadores cinemáticos identificados en las superficies de fallas, determinados utilizando el programa “*INVD*” de *Angelier* (1990).
4. Realizar un muestreo paleomagnético y la desmagnetización progresiva, en por lo menos 25 sitios con un mínimo de 150 núcleos en total en rocas clásticas del Jurásico y del Cretácico Temprano.
5. Realizar pruebas de campo para determinar la edad de la magnetización
6. Comparar direcciones paleomagnéticas de estas rocas con el cratón de América del Norte para establecer posibles rotaciones, así como contrastar los resultados con los publicados en la literatura de zonas aledañas.
7. Plantear un modelo de evolución tectónica de la sierra La Fragua y su relación con la actividad de la FSM.

1.7 Estructura de la tesis

La tesis esta estructurada de forma que primero se hace un bosquejo de la geología regional y local del área en los capítulos 2 y 3; posteriormente se discuten conceptos básicos sobre el Campo Geomagnético y el Magnetismo de las Rocas en el capítulo 4. El capítulo 5 explica los procedimientos realizados en campo y laboratorio del trabajo de paleomagnetismo. En el capítulo 6 se tratan los principios básicos de geología estructural y en el capítulo 7 se presentan los datos estructurales obtenidos en Potrero Colorado; en el capítulo 8 se presenta el análisis de la información paleomagnética en Potrero

Colorado. Se finaliza con un capítulo donde se hace una discusión de la información y se plantea el modelo de evolución tectónica de la zona, y termina la tesis con las conclusiones de la investigación.

Se anexa el mapa geológico estructural y las secciones del mismo (anexo I), así como los diagramas ortogonales de desmagnetización (*Zijderveld*, 1967) con las componentes de los vectores de la magnetización remanente (anexo II).

1.8 Metodología

En esta investigación se realizó un trabajo de campo que consistió de una cartografía geológica regional del área de estudio, la cual comprendió en primer lugar una interpretación fotogeológica del lugar, visitas específicas para definir contactos geológicos, y el levantamiento de estaciones de fallas para caracterizar el tipo de desplazamiento y edad relativa de los sistemas de falla. Se hicieron levantamientos de datos estructurales en los afloramientos considerando rumbo, buzamiento y *pitch* de las estrías de las fallas presentes, se separaron sistemas de fallas por sus relaciones de corte y se calcularon paleo-tensores de esfuerzos para cada sistema mediante el programa “*INVD*” de *Angelier* (1990). Con respecto al paleomagnetismo se hizo un muestreo en más de 50 sitios en rocas al norte de la traza de la FSM en rocas jurásicas y cretácicas.

El muestreo paleomagnético del área de estudio consistió en la toma de 6 a 9 núcleos por sitio, tratando de cubrir la mayor parte del área de estudio. Las muestras fueron desmagnetizadas por los procedimientos térmico y de campos alternos para determinar la componente vectorial de la magnetización remanente natural así como las magnetizaciones secundarias que pudieron haber adquirido (*Butler*, 1998). También se midió la susceptibilidad magnética de las mismas y se les hizo un análisis petrológico para determinar las características de los minerales en que ésta reside. Se determinó la declinación e inclinación media de cada localidad, y se obtuvo un promedio de las mismas, las cuales fueron comparadas con la dirección esperada con base en los polos paleomagnéticos de referencia para el cratón de Norte América y se interpretó en términos de desplazamiento y basculamiento.

Finalmente se elaboró un modelo de evolución tectónica de la zona utilizando los datos generados en la presente investigación y los publicados en la literatura.

Capítulo I. Generalidades

CAPÍTULO II GEOLOGÍA REGIONAL

2.1 Fisiografía

El área de estudio se encuentra localizada entre las Provincia Fisiográficas de la Sierra Madre Oriental (SMOr) y de las Grandes Llanuras de Norteamérica, de acuerdo a la clasificación del INEGI (2005; Fig. 2.1); la Provincia de las Grandes Llanuras de Norteamérica es una provincia árida y semiárida, que abarca parte de los estados de Coahuila y Chihuahua y se extiende hacia los Estados Unidos de América (EUA). Está compuesta por sierras bajas y abruptas, con una orientación NW-SE a NNW-SSE separadas entre sí por grandes cuencas y llanuras con relleno aluvial, denominadas "bolsones"; en algunos de ellos, como el Bolsón de Mapimí, el drenaje es interno, es decir, conforman cuencas endorreicas. En el sur de la provincia se extiende hacia el oriente una saliente, denominada Laguna de Mayrán o Bolsón de Coahuila, la cual es actualmente un lecho seco pero que en un tiempo contuvo un enorme lago. Esta zona es una de las más áridas del país, con salinidad en algunas partes, y con áreas inundables por chubascos esporádicos en otras.

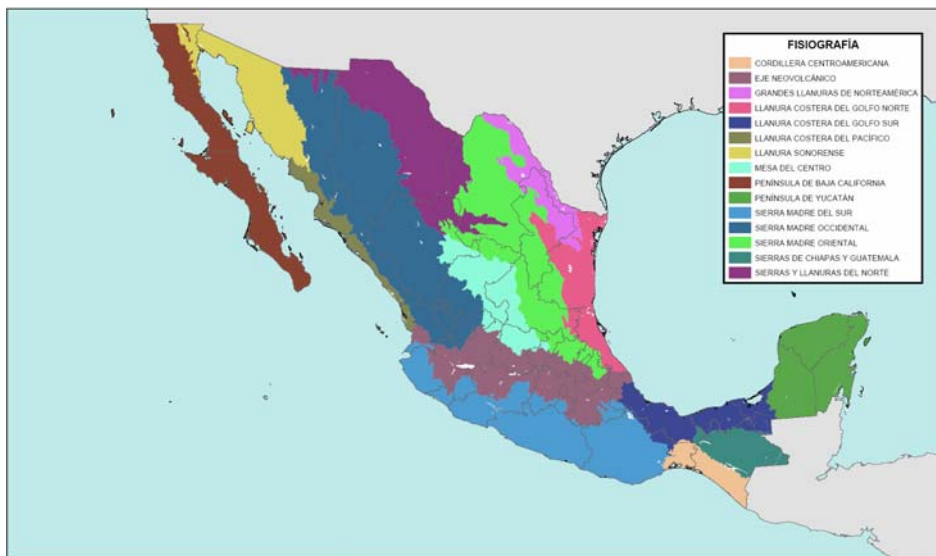


Figura 2.1 Provincias Fisiográficas de la República Mexicana, de acuerdo con el INEGI (2006). El área de estudio se encuentra comprendida entre las Provincias SMOr y la de Grandes Llanuras de Norteamérica.

Capítulo II. Geología Regional

La Provincia de la SMOr es una región amplia que abarca desde Coahuila hasta Querétaro, incluyendo partes de Nuevo León, Tamaulipas y San Luis Potosí. Está compuesta básicamente por cadenas montañosas con pliegues apretados, volcados hacia el norte y noreste y separadas por valles intermontanos, en donde las pendientes son muy pronunciadas. En el área de Monterrey a Saltillo las sierras tienen un cambio en su orientación, que de NW-SE pasa a E-W, en la conocida saliente de Monterrey. El área de estudio se encuentra al norte de estas sierras, en una zona donde las montañas tienen pendientes más suaves y formas dómicas.

Respecto a la clasificación de provincias geológicas de México de *Ortega-Gutiérrez et al.* (1992; Fig. 2.2), el área de estudio se encuentra en el límite de las provincias Plataforma de Coahuila y Cinturón Mexicano de Pliegues y Fallas. Estas provincias fueron también clasificadas por *Charleston* (1981) con los nombres de isla o Bloque de Coahuila y Cinturón Plegado de Coahuila. En esta tesis se utilizan preferentemente Bloque de Coahuila y Cinturón Plegado de Coahuila por ser los más utilizados en la literatura del área.

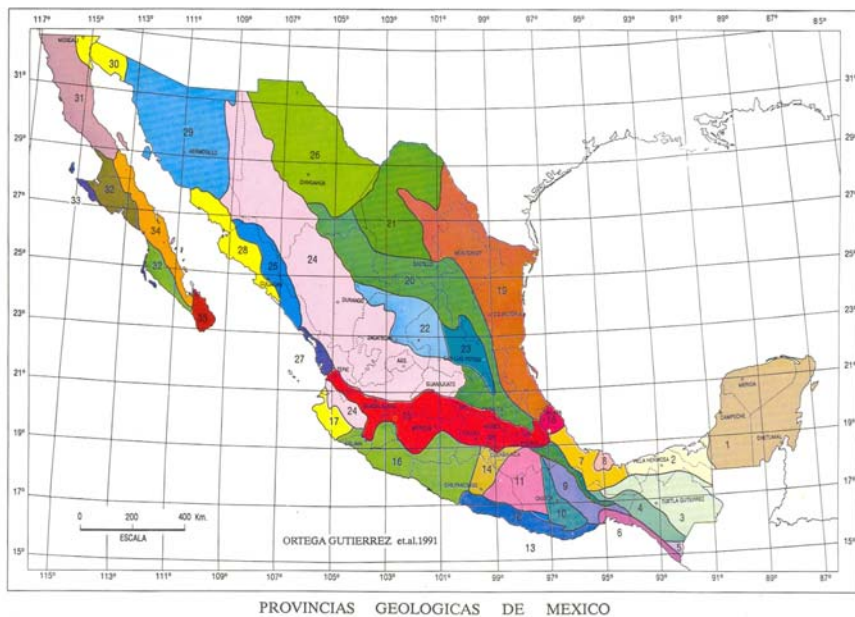


Figura 2.2 Provincias Geológicas de México. El área de estudio se encuentra en el límite de la Plataforma de Coahuila (20) y el Cinturón Mexicano de Pliegues y Fallas (21) (*Ortega-Gutiérrez et al.*, 1992).

El Bloque de Coahuila se caracteriza por grandes pliegues anticlinales de formas suaves, cóncavas, con ligeras inclinaciones hacia el oriente, exceptuando la sierra El Venado, en su parte central, que presenta pliegues apretados con vergencias opuestas orientados N-S, al sur del área de estudio (Fig. 2.3). Por su parte el Cinturón Plegado de Coahuila se caracteriza por contener numerosos anticlinales apretados, alargados y aislados, con orientación NW-SE, estando separados por amplios valles. Además, presenta pliegues y cabalgaduras con vergencias ligeras hacia el SW en el SW y hacia el NE en el NE.

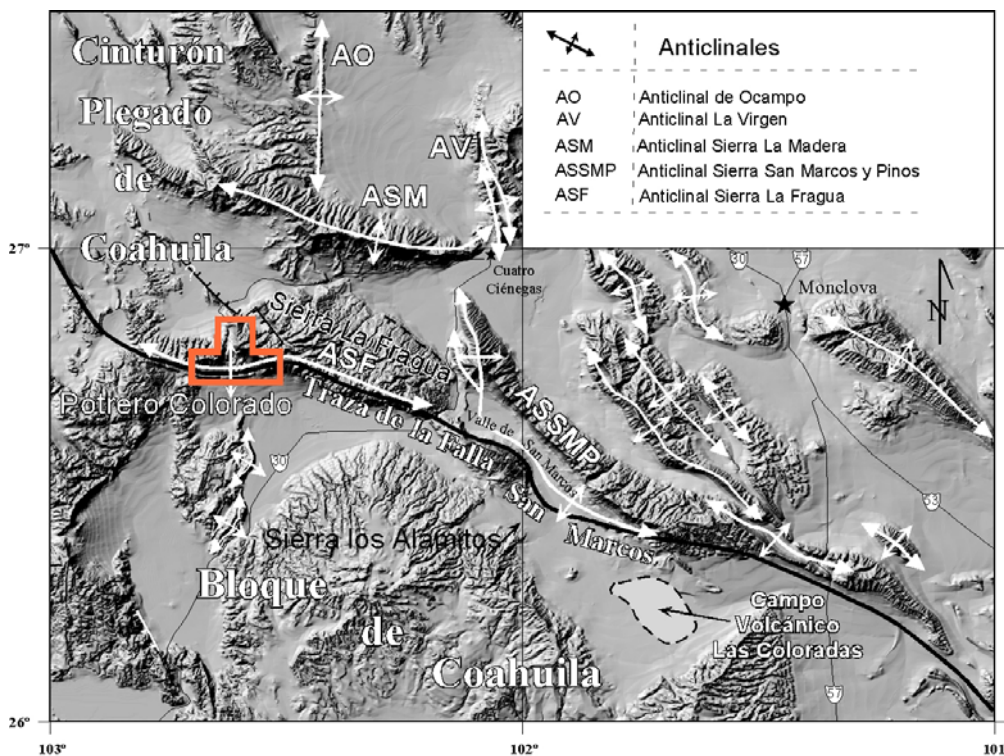


Figura 2.3 Fisiografía regional donde se encuentra el Potrero Colorado, en la parte occidental de la sierra La Fragua. Al sur se encuentra el valle del Hundido, que limita con la sierra Los Alamitos, sierra que pertenece al Bloque de Coahuila. Los anticlinales forman arreglos casi perpendiculares en el Cinturón Plegado de Coahuila. La Falla San Marcos divide el CPC y el Bloque de Coahuila. (Chávez-Cabello, 2005).

El área de Potrero El Colorado o Potrero Colorado se encuentra dentro de la sierra La Fragua, que es un anticlinal en el que el flanco norte tiene una pendiente suave hacia el N-NE, y su flanco sur tiene una pendiente muy pronunciada al S-SW, de hasta 90 grados, e incluso volcada en algunos lugares. Se le denomina potrero debido a la forma que tiene, ya que se encuentra rodeado en la parte este, oeste y norte por escarpes de más de 500 m de

altura en la sierra la Fragua, los cuales tienen elevaciones alrededor de los 1,700 msnm. Hacia el sur está limitado por la sierra Alargada con altura de 1400 msnm.

Al área solo se tiene acceso por dos lugares en su parte sur, y uno en su parte norte. La topografía dentro del Potrero es significativamente más baja que la de la sierra La Fragua, y más suave, siendo esta en promedio de 1200 msnm, aunque existen un par de cerros en su interior que alcanzan los 1500 msnm.

2.2 Desarrollo tectónico del noreste de México

Los modelos planteados para explicar el desarrollo tectónico del noreste de México han evolucionado con el tiempo, incorporando nuevas hipótesis a la luz de que se genera nuevo conocimiento. Sin embargo, los eventos principales son constantes y se mantienen en la mayoría de los modelos (*Dickinson and Coney, 1980; López Ramos, 1981; Padilla y Sánchez, 1982; Salvador, 1987, 1991b, 1991c; Pindel 1985, 1993; Pindel et al., 1988; Wilson, 1990; Moran-Zenteno, 1994; Ye, 1997; Lehmann et al., 1999; Goldhammer, 1999; Dickinson and Lawton, 2001; Chávez-Cabello, 2005*).

La evolución estructural y estratigráfica más importante comenzó en el Pérmico Temprano con la colisión de Gondwana con Laurasia y la formación de Pangea, generando el cinturón Ouachita-Marathon. Afloramientos de este cinturón se encuentran en México en la sierra del Carmen en el NW de Coahuila. Posteriormente en el Triásico Tardío-Jurásico Temprano ocurre el *rifting* que marca el comienzo del rompimiento de Pangea, la apertura del Atlántico Norte y la generación del Golfo de México (Fig. 2.5); el registro de este evento se encuentra en la región sur de Nuevo León y oeste de Tamaulipas, en anticlinales de la SMO. Posteriormente prosiguió la etapa de dispersión del piso oceánico y la deriva o rotación de Yucatán hacia el sur hasta el Jurásico Tardío (*Molina-Garza 1992; Pindell, 1985; 1993; Klitgord and Schouten, 1986; Pindell y Barrett, 1990; Goldhammer, 1999*). La expansión del Golfo de México terminó en el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano mientras una transgresión marina invade gran parte del México desde el este, dejando solo unos altos estructurales sin cubrir. En el Cretácico Tardío-Terciario Temprano la transgresión marina es interrumpida por la orogenia Laramide que se genera por la subducción de ángulo bajo de la placa Kula-Farallón debajo de América del Norte y levanta, cabalga y transporta los sedimentos depositados en el Jurásico Tardío-Terciario

Temprano hacia el noreste. Existe una interpretación alternativa que relaciona la orogenia Laramide a la colisión de arcos oceánicos y el cierre de una cuenca tras-arco (*Tardy et al., 1994*) Finalmente, en el Terciario Tardío-Cuaternario y atribuida al “*Roll-Back*” de la placa en subducción (*Ferrari, 2004*), ocurre el evento “*Basin and Range*” que genera distensión en la corteza y magmatismo intraplaca asociado en muchas ocasiones a fallas corticales.

En la figura 2.4 se muestra un diagrama general que sintetiza la evolución tectónica de acuerdo con el modelo de *Goldhammer (1999)*.

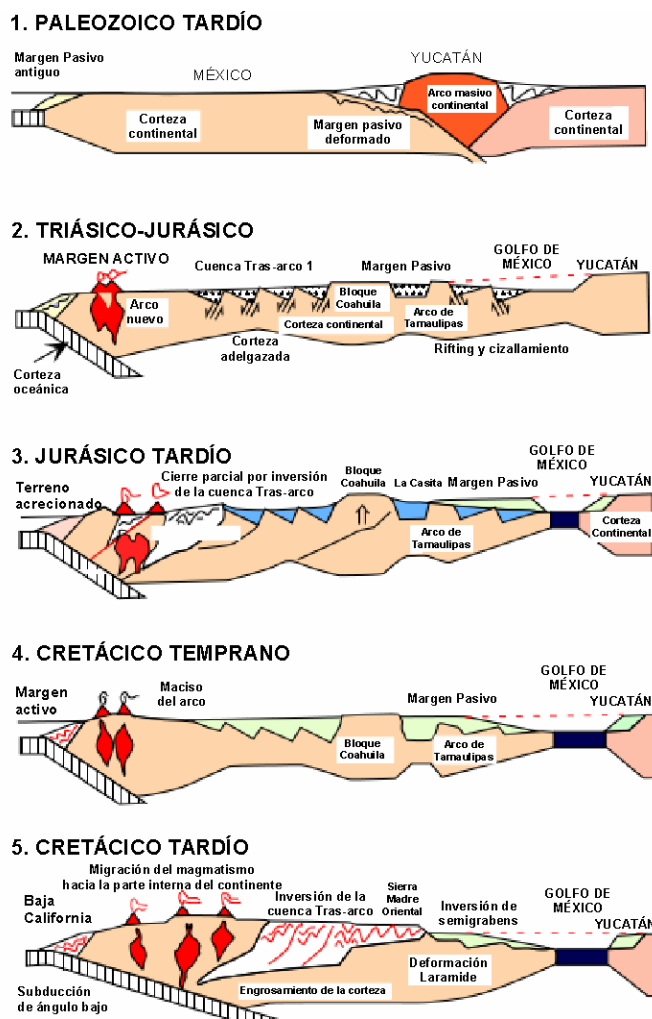


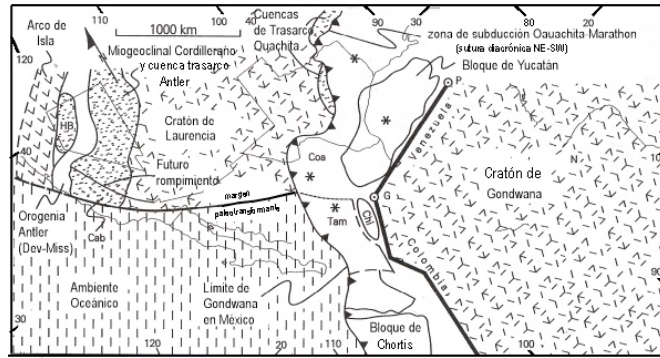
Figura 2.4 Modelo Tectónico de la evolución en el noreste de México; sección transversal de oeste a este. (*Goldhammer, 1999*).

2.2.1 Paleozoico Tardío: Colisión Gondwana – Laurasia, formación de Pangea.

La formación de Pangea se dio en el Paleozoico Tardío, cuando el supercontinente de Laurasia, en el norte, formado básicamente por lo que actualmente es Norteamérica y Europa, colisionó con el supercontinente de Gondwana, que se encontraba en el sur, conformado principalmente por África, América del Sur, India, Australia y Antártica. Esta colisión generó una gran sutura conocida en el sur de EUA como Cinturón Orogénico Ouachita-Marathon (*Pindell and Dewey, 1982; Handschy, 1987*).

Las reconstrucciones de Pangea, en las cuales se hace necesario el cierre completo del Golfo de México, y tomando en consideración información paleomagnética (*Van der Voo and French, 1976*), indican que la parte noroeste de América del Sur se encontraba cerca de Laurasia para el Pérmico-Triásico y se habría traslapado casi con la mitad de lo que actualmente es el territorio de México si se mantiene esta región en su actual posición respecto al cratón (*Dickinson and Lawton, 2001; Pindell, 1995, Pindell and Barret, 1990*). El cinturón orogénico Ouachita se desarrolló con la interacción de las placas de los continentes de Laurasia y Gondwana, mientras la cuenca oceánica se cerraba diacrónicamente de noreste a suroeste formando el supercontinente de Pangea (*Dickinson and Lawton, 2001*). Mientras que *Dickinson y Lawton (2001)* proponen que el cinturón debió continuar hacia el SW (Fig. 2.5), *Pool et al. (2005)* proponen que el cierre diacrónico de la cuenca debió continuar a través de Chihuahua con una orientación general al oeste (Fig. 2.6). La formación de este cinturón orogénico se asocia entonces a una antigua zona de subducción, la cual desarrolló un arco magmático en la porción de Sudamérica, y se incrementó por la colisión continental.

La extensión de la sutura Ouachita-Marathon en el noreste de México esta delimitada dentro de una franja angosta definida por medio de geofísica y datos isotópicos (*Handschy et al., 1987; Cameron et al., 1992; James and Henry, 1993*) y se extiende hasta el estado de Coahuila y parte de Chihuahua (*Sedlock et al., 1993*). El basamento formado durante la sutura presentaba un espesor aproximado de 35 km. En las reconstrucciones el Bloque de Coahuila y el futuro Bloque de Yucatán se ubicaban al sur del Cinturón Ouachita-Marathon, en particular Yucatán es reconstruido junto a la actual Texas y Lousiana, ocupando la posición donde se encuentra hoy el Golfo de México (*Pindel 1985; Goldhammer et al., 1993; Walper and Rowett, 1972*).



Comentario: Editar esta figura y poner en español sus letras internas. Contacta al Jon creo Jon ya la tiene digitalizada.

Figura 2.5 Reconstrucción geotectónica de México y sur de EUA en el Pérmico, mostrando la zona de colisión entre Laurasia y Gondwana e indicando la zona de sutura Ouachita-Marathon marcada por la línea con triángulos indicando la subducción de Laurasia bajo Gondwana; Coa = Coahuila; Tam = Tamaulipas; Chi = Chihuahua (Dickinson and Lawton, 2001). Este modelo favorece le teoría de la existencia de la Megacizalla Mojave Sonora.

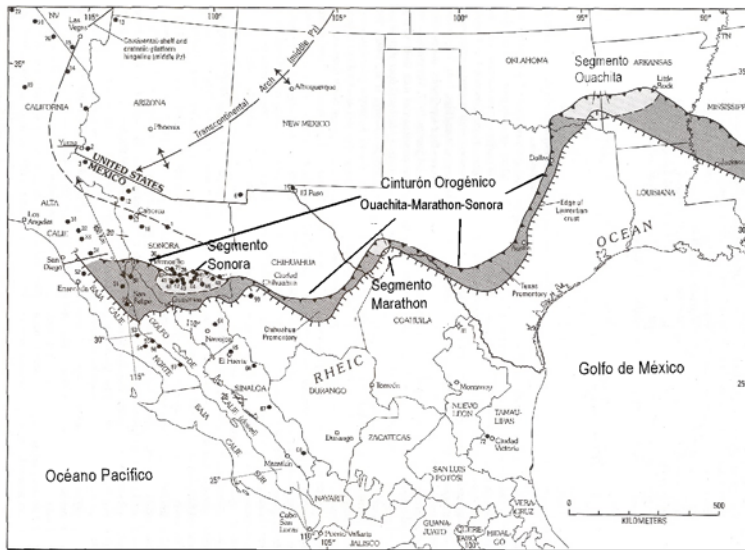


Figura 2.6 Mapa del norte de México y sur de Norteamérica (posición actual) y reconstrucción palinispática de Baja California y Alta California (400 km de una posición pre-Terciaria). En sombreado se muestra el cinturón Orogénico Ouachita-Marathon-Sonora (Poole et al., 2005). Este modelo esta a favor de la no existencia de la Megacizalla Mojave Sonora.

2.2.2 Triásico Tardío-Jurásico Medio: “Rifting” - rompimiento de Pangea.

El rompimiento de Pangea y la apertura del Golfo de México se dio a partir del Triásico Tardío, producto de un evento de *rifting* en el borde sur de la placa Norteamericana, este fenómeno continuó hasta el Jurásico Medio con acomodamientos

laterales regionales los cuales generaron altos de basamento o *horst* (Bloque de Coahuila, Isla de la Mula, el arco Burro-Salado y el arco de Tamaulipas) y bajos o *grabens* (cuenca de Sabinas, Mar Mexicano, canal de Monterrey, canal de Chihuahua o cuenca de Magascatzin, cuenca de Maverick), estos altos y bajos están delimitados probablemente por fallas de basamento normales y/o laterales izquierdas, activas durante el Triásico Tardío al Jurásico Medio (Goldhammer, 1999). Estos *grabens* y medio-*grabens* generaron cierta actividad ígnea y también controlaron la depositación sedimentaria subsiguiente (Michalzik, 1988). Los depósitos de *rift* consisten de una secuencia de capas rojas, con espesores de 300 a 1000 m, del Triásico Superior al Jurásico Medio, correspondientes al Grupo Huizachal (Wilson et al., 1994; Michalzik and Schumman, 1993); sobre estos depósitos clásticos continentales se depositaron discordantemente materiales evaporíticos de las formaciones Minas Viejas y Louann, que marcan el inicio de la transgresión marina del Oxfordiano. Este estado del *rift* duró hasta principios del Oxfordiano (Goldhammer, 1999).

Un evento tectónico importante relacionado con la apertura del Golfo de México fue el transporte hacia el sur y rotación antihoraria del Bloque de Yucatán. La rotación pudo haber sido alcanzada a lo largo de una falla transformante dextral denominada Tamaulipas-Chiapas (Pindell, 1985). De igual forma, se plantea que movimiento hacia el SE de partes de México se dio a través de otra estructura hipotética mayor: la Megacizalla Mojave-Sonora (MMS; Anderson and Schmidt, 1983). Para esta falla se postula un movimiento lateral izquierdo, limitando la parte sur del Bloque de Coahuila de acuerdo al modelo de Anderson y Schmidt (1983). El movimiento del Bajociano al Calloviano a lo largo de la megacizalla y otras zonas de fallas intra continentales hipotéticas con movimiento lateral izquierdo, con desplazamientos de varios cientos de kilómetros, pudieron haber permitido el desplazamiento hacia el sur de algunos bloques Cordilleranos. Este movimiento pudo haber mantenido comunicados a Norte y Sudamérica hasta el Calloviano, evitando la penetración de agua de mar del Pacífico dentro de la cuenca de *rift*. Pindell (1985) especuló que este movimiento siniestral en México fue generado por una subducción oblicua de la placa de Kula-Farallón debajo de las placas Yaqui y Sudamérica. Esta zona de subducción estaría evidenciada por rocas volcánicas calco-alcalinas a sub-alcalinas localizadas en varias localidades como el Valle del Huizachal en Tamaulipas, Aramberri, Nuevo León, Real de Catorce y Charcas en San Luis Potosí, y Peñón Blanco, Arroyo Pimienta y Caopas-

Pico de Teyra en Zacatecas. Estas rocas están representadas por la Formación Nazas, la base del Grupo Huizachal o La Formación La Boca y el miembro basal de la Formación La Joya, las cuales formaron un arco entre el Triásico Tardío y el Jurásico Tardío (*Pindell and Dewey, 1982; Barbosa-Gudiño et al. (1998). Handschy et al. (1987)* consideran que las rocas del arco que se desarrolló en el Paleozoico Tardío-Mesozoico Temprano, representadas por rocas de la región de Delicias-Acatita en el sureste de Coahuila, fueron intrusionadas por granitoides del Triásico Tardío. *Chávez-Cabello (2005)* propone que estos intrusivos pueden representar las manifestaciones tardías de un arco más antiguo o el inicio o sobreposición parcial del arco del Triásico Tardío-Jurásico, el cual está documentado en el norte de Zacatecas y Durango por *Grajales-Nishimura et al. (1992) Jones et al. (1995) y Barbosa-Gudiño et al. (1998)*.

2.2.3 Jurásico Tardío: Deriva continental

Una vez que el Golfo de México comenzó a abrirse y a desarrollarse nuevo piso oceánico en el Oxfordiano Temprano, el Bloque de Yucatán migró rápidamente hacia el sur a lo largo de la falla Tamaulipas-Chiapas (*Pindell, 1985*). Una vez que terminó el movimiento del Bloque de Yucatán, el arco de Tamaulipas fue cubierto por rocas carbonatadas del Jurásico Superior, producto de la transgresión marina que avanzaba hacia el oeste de México.

El transporte con dirección sureste de bloques continentales a lo largo de fallas transformantes sinistralas cesó durante el Oxfordiano (*Anderson and Schmidt, 1983*). La traza de la MMS habría quedado cubierta por la formación Zuloaga y equivalentes, sin dejar afloramientos de la zona de falla (*Pindell, 1985*). Los depósitos de sal en el Golfo de México terminaron una vez que la circulación de agua marina fue establecida. *Pindell (1985)* ligó este Golfo de México primario a la formación de un sistema de dorsal mid-oceánica, la cual separó la cuenca de sal Calloviana en dos provincias de sal separadas, las provincias de sal de Louann y la de Campeche. La expansión del Golfo de México finaliza en el Jurásico Superior (*Padilla y Sánchez, 1986; Wilson, 1990; Goldhammer, 1999*), debido a que la dorsal oceánica del Golfo de México se vuelve inactiva, y se empieza a desarrollar una nueva dorsal oceánica al sur del Bloque de Yucatán en el proto-Caribe durante el Cretácico Inferior (*Sedlock et al., 1993*).

La subsidencia tectónica del noreste de México se realizó de forma paulatina aunada a la deriva y formación de una margen pasiva. Las facies de depositación fueron controladas por los márgenes de los altos estructurales y zonas alejadas a estos (Formaciones La Gloria y Zuloaga). Esto fue influenciado por la subsidencia térmica y acumulación sedimentaria, depositándose sedimentos terrígenos cerca de las costas (Formación La Casita) provenientes del Bloque de Coahuila, Burro-Peyotes y Arco de Tamaulipas. Estos sedimentos rellenaron cuencas cerca de la costa. En las áreas distales al Bloque de Coahuila se acumularon arcillas y rocas carbonatadas de aguas profundas (Formación La Caja y Formación Taraises). El Archipiélago de Tamaulipas y la Península Burro-Peyotes se hundieron sin tener mucha influencia en estas facies (*Padilla y Sánchez, 1986; Goldhammer et al., 1993; Goldhammer, 1999*).

2.2.4 Cretácico Temprano: Enfriamiento Cortical

El Cretácico Temprano en general se caracteriza por un enfriamiento de la corteza y una disminución en la subsidencia tectónica. Esto dio lugar a la formación de extensas plataformas de rocas carbonatadas, en las cuales se depositaron sedimentos que dieron origen a espesores de bancos de caliza de ~2000 m. Las plataformas se desarrollaron alrededor de todo el Golfo de México y están representadas básicamente por las formaciones Cupido y Aurora o sus equivalentes para los márgenes arrecifales. Los depósitos de cuenca contemporáneos se asignan a las Formaciones Tamaulipas Inferior y Tamaulipas Superior.

El Bloque de Coahuila permaneció como un alto estructural de basamento que controló la distribución y patrones de progradación de las facies carbonatadas sin aportar siliciclásticos a la cuenca debido a que ya no estaba expuesta (*Goldhammer et al., 1993; Goldhammer, 1999, Wilson et al., 1984*). En el Aptiano tardío se registra la depositación de la Formación La Peña, que son lutitas de cuenca profunda con carbonatos arcillosos y pedernal, lo que indica probablemente un evento tectónico a nivel regional.

2.2.5 Cretácico Tardío-Terciario Temprano: Orogenia Laramide

En el Cretácico Tardío-Terciario Temprano se presenta la orogenia Laramide debido a la subducción de la placa Farallón en el occidente de la placa de América del

Norte, que generó cadenas montañosas en Canadá, Estados Unidos y en México (*English and Jonston, 2004*). En México la deformación es de cobertura, ya que básicamente afectó a rocas de la cubierta sedimentaria y solamente en zonas muy localizadas involucró al basamento. La manifestación principal se encuentra en la SMOr donde la orogenia Laramide deforma el paquete sedimentario del noreste de México además de otras rocas en el centro y sur del país (Fig. 2.7). En el noreste de México deforma de manera más intensa el área de Monterrey y de Parras, donde se presentan pliegues recumbentes y cabalgaduras importantes, mientras que en el Cinturón Plegado de Coahuila, estos pliegues son aislados y cabalgan solo hacia los elementos positivos de los límites del cinturón.

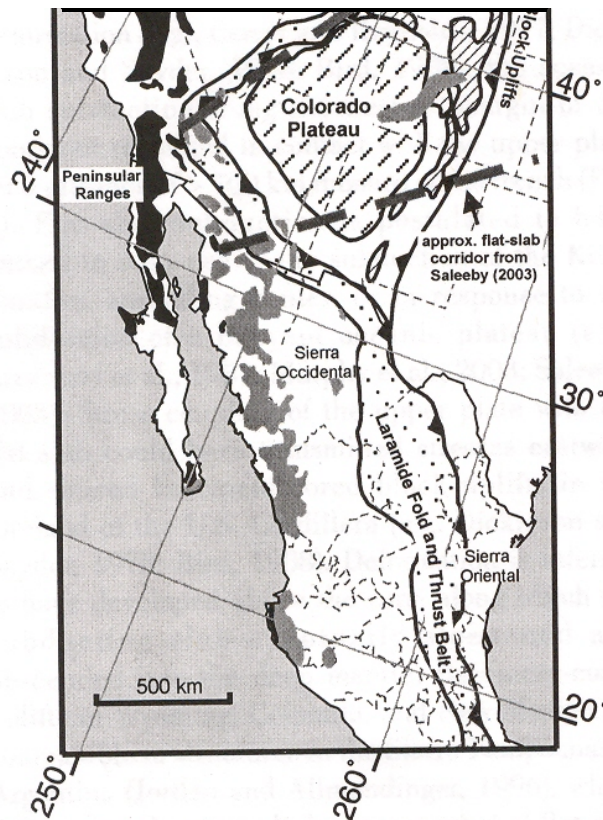


Figura 2.7 Mapa que muestra la extensión de la orogenia Laramide en el noreste de México y parte de Estados Unidos (Tomado de *English and Johnston, 2004*).

A partir de esta deformación, la evolución de esta región tuvo un importante aporte de sedimentos continentales sobre las cuencas al noreste de la SMOr, La orogenia Laramide también generó levantamiento regional producto de la acreción del terreno Guerrero-Alisitos, y la posterior migración del arco magmático Terciario durante la somerización del ángulo de subducción en el Paleógeno, controlando así una regresión marina regional y el subsecuente levantamiento y cabalgamiento de la SMOr, la cual fue la fuente de depósitos terrígenos para las cuencas de antepaís de Parras, La Popa y Burgos en el NE de México.

2.2.6 Terciario: Actividad magmática

El proceso geológico mas relevante desarrollado durante el Terciario en el noreste de México y suroeste de EUA fue la migración del magmatismo de arco desde el oeste hacia esta parte del continente, producto de la subducción de la placa Farallón bajo América del Norte (Coney *et al.*, 1978; Dickinson and Snyder 1978; Clark *et al.*, 1982). El magmatismo de arco migro ~ 800 km a partir de la trinchera entre 40 y 32 Ma (Fig. 2.8), por consiguiente el magmatismo cambió de calci-alcálido en la trinchera, a magmas calci-alcálidos ricos en potasio y alcalinos hacia la parte interna del continente. Posteriormente, el arco magmático se desplazó hacia la margen pacífica, durante el Mioceno Tardío, posiblemente debido al “*Roll-Back*” (aumento en el ángulo de subducción) de la placa Farallón, generando extensión continental en el este, conocido como el evento de Cuencas y Sierras (Clark *et al.*, 1979).

En el noreste de México las manifestaciones magmáticas Terciarias se tienen registradas principalmente en la Provincia Alcalina Oriental Mexicana, compuesta básicamente en su parte norte por la Sierra de Tamaulipas, Sierra de San Carlos, Sierra de Picachos, Cinturón de Intrusivos Candela-Monclova y el Complejo Intrusivo de La Cueva, continuando la provincia en el complejo magmático de Trans-Pecos, Texas y Sierra Blanca, Nuevo México en EUA.

En la Provincia Alcalina las intrusiones y derrames volcánicos Terciarios han sido explicados por dos modelos geotectónicos diferentes: uno rocas con firma geoquímica de subducción, reportadas, en el suroeste de la Sierra de Tamaulipas (Viera-Décida y Ramírez Fernández, 1996; Viera-Décida, 1998), y otro de intraplaca, reportando rocas de carácter alcalino y subalcálido en la sierra de San Carlos (Nick, 1988; Ramírez Fernández, 1996).

Existen trabajos donde se ha documentado el cambio de ambiente tectónico, como los de *James y Henry (1991)*, *Henry et al., (1991)* en el complejo magmático de Trans-Pecos, y el de *Chávez Cabello (2005)* en el Cinturón de Intrusivos Candela-Monclova. Para la región de Trans-Pecos *James y Henry (1991)* realizaron un estudio geoquímico y estructural, donde se establece que el magmatismo varía entre 48 y 17 Ma, cambiando a los 30 Ma el ambiente tectónico (Fig. 2.8). Las rocas más viejas que 30 Ma en diagramas multi-elementos, presentan anomalías negativas de Nb y Ta, típicas de ambiente de subducción, mientras que las rocas más jóvenes que 30 Ma, presentan características geoquímicas de ambientes de intraplaca. Por otra parte, *Chávez Cabello (2005)*, con base en análisis estructurales y fechamientos de los intrusivos del Cinturón de Intrusivos Candela Monclova, en la parte central de Coahuila, sugiere que el cambio de magmatismo, subducción a intraplaca, ocurrió entre 32.5 y 30 Ma, proponiendo 31 Ma como una frontera para su límite.

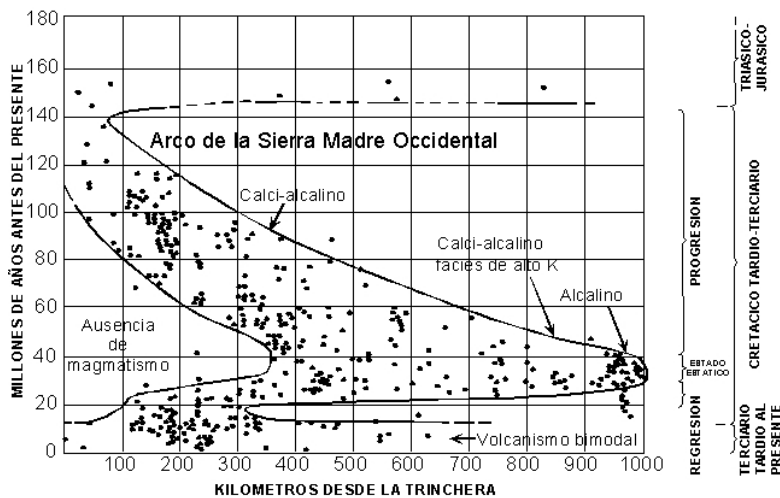


Figura 2.8 Distribución espacial y temporal del magmatismo en el norte de México (*Clark et al. 1979*).

2.3 Elementos Tectónicos actuales del noreste de México

2.3.1 Bloque de Coahuila

El Bloque de Coahuila es uno de los elementos estructurales más importantes en el NE de México (Fig. 2.3), debido a que influyó notablemente en la evolución estratigráfica y tectónica de la región, y también porque delimita zonas de diferentes estilos de deformación. Está limitado al norte por la Falla San Marcos (*McKee and Jones, 1979; Charleston, 1981*), que lo separa del Cinturón Plegado de Coahuila; al sur por la zona de fractura Torreón-Monterrey (*De Cserna, 1956*), o por la traza de la Megacizalla Mojave-Sonora (*Anderson and Schmidt, 1983, Silver and Anderson, 1983*), que la separa de la cuenca de Parras; al este por las cuencas de Parras y La Popa y al oeste por el Cinturón Plegado de Chihuahua, (*Aranda et al., 2003*).

Este alto de basamento se originó posiblemente como producto de la apertura del Golfo de México, en el cual se desarrollaron altos y bajos estructurales (*grabens y horst*) a consecuencia del *rifting* de la Pangea en el Triásico Tardío-Jurásico Temprano, que fragmento los batolitos Permo-Triásicos generados durante la subducción en el Oeste de la Pangea.

En general la cobertura del Bloque de Coahuila se caracteriza por presentar anticlinales de formas dómicas amplias con inmersión hacia el E-SE lo que refleja una intensidad baja de la deformación Laramide. Existen algunos lineamientos norte-sur que cruzan todo el Bloque de Coahuila desde el sur y llegan hasta la frontera México-EUA, cruzando el Cinturón Plegado de Coahuila y al Cinturón Plegado de Chihuahua (Lineamientos Almagre, El Caballo y Juárez; *Eguiluz, 1984*).

Las rocas en el Bloque de Coahuila están compuestas en su parte basal de rocas ígneas y metamórficas de grado bajo del basamento Paleozoico Tardío-Mesozoico Temprano que corresponde a un ensamble de arco (*McKee et al., 1988*); la cobertura incluye un paquete sedimentario marino de calizas de plataforma y evaporitas, las cuales corresponden a las formaciones Las Uvas y Acatita que sobreyacen discordantemente y que marcan la transgresión marina del Aptiano Tardío sobre el Bloque de Coahuila (*Smith, 1981; Goldhammer, 1999; Lehmann et al., 1999*).

2.3.2 Cinturón Plegado de Coahuila

El Cinturón Plegado de Coahuila se desarrolló en rocas sedimentarias marinas del Mesozoico Tardío-Cenozoico Temprano. Está limitado al noreste por el Arco Burro Salado o Cratón de Coahuila-Texas, a través de la falla de La Babia (*Charleston, 1981*); en el sureste por la planicie costera del Golfo de México; al noroeste está parcialmente cubierto por rocas de la Sierra Madre Occidental (*Smith et al. 1996*) que afloran en el sureste de Chihuahua; y al sur por el Bloque de Coahuila a través de la falla San Marcos.

Este Cinturón plegado, de edad Laramide (*Padilla y Sánchez, 1982*) contiene numerosos anticlinales apretados, alargados y aislados, con orientación NW-SE. Los anticlinales están separados por valles amplios. Una característica importante de los anticlinales es que presentan doble inmersión, siendo común encontrar evaporitas y brechamiento en su núcleo. La erosión de los núcleos de estos anticlinales genera estructuras denominadas “potreros”, como el que se encuentra en el Potrero Colorado que corresponde al área de estudio de esta tesis.

El espesor de la secuencia sedimentaria marina mesozoica deformada en el Cinturón Plegado de Coahuila es superior a los 5,000 m de acuerdo con *Eguiluz (2001)*, y de 6000 m de acuerdo con *Goldhammer (1999)*. Estos depósitos rellenaron la cuenca de Sabinas que se desarrolló inicialmente como una depresión generada por un *rift* entre dos altos de basamento, el Bloque de Coahuila al sur y el Arco del Burro-Salado al norte. Dentro de la cuenca, en la parte central, *González-García (1976)*, *Padilla y Sánchez (1982)* y *Wilson (1990)* propusieron la existencia de vestigios de basamento Mesozoico que influyeron en la sedimentación y controlaron la distribución de las facies presentes. Estos altos de basamento dentro de la cuenca de Sabinas son las islas de La Mula (*Jones et al., 1984*) y de Monclova. Esta secuencia fue plegada y cabalgada durante la orogenia Laramide en el Terciario Temprano (*Humphrey, 1956; Charleston, 1981; Padilla y Sánchez, 1982; Eguiluz, 2001*).

2.3.3 Sierra Madre Oriental

La Sierra Madre Oriental (SMOr) consiste de rocas sedimentarias marinas de cuenca del Mesozoico Medio al Tardío. Estos sedimentos fueron depositados sobre un

basamento Precámbrico y Paleozoico. La secuencia sedimentaria fue deformada y cabalgada sobre las plataformas continentales que bordearon al Mar Mexicano durante el Jurásico Tardío y Cretácico Temprano. La SMOr fue generada producto de un transporte tectónico hacia el noreste y norte, el cual fue controlado por un *décollement* de la secuencia cretácica sobre la jurásica (De Cserna, 1956, Tardy, 1975; Padilla y Sánchez, 1982; Campa-Uranga, 1985; Suter, 1987; Marret, 1995).

El cinturón se caracteriza por anticlinales elongados arqueados, pliegues alargados, con rumbo NNW y vergencias predominantes hacia el este. El rumbo de las estructuras cambia abruptamente hacia el oeste cerca de Monterrey en lo que se conoce como “Saliente de Monterrey”. De ahí continúa hacia el poniente hasta el área entre Torreón y Saltillo, donde el frente de deformación se conoce como Sierra de Parras. Las estructuras entre Torreón y Saltillo son pliegues muy apretados, algunos isoclinales los cuales están con frecuencia afallados (Padilla y Sánchez, 1986). La sección deformada consiste de rocas clásticas continentales del Jurásico Inferior y rocas marinas del Jurásico Superior al Cretácico Superior. Las rocas clásticas son productos del *rifting* del NE de México y las segundas fueron depositadas durante una transgresión marina persistente durante el desarrollo del margen pasivo (Goldhammer, 1999).

El avance hacia el este y norte de la deformación fue facilitado por la presencia de capas de sal del Jurásico Medio (Calloviano), las cuales fueron acumuladas en depresiones o canales generados por el *rift* (Eguiluz et al., 2000; Padilla y Sánchez, 1986) así como lagunas en el interior de plataformas. Se ha postulado que una de las depresiones estaba situada entre la margen SE del Bloque de Coahuila y la margen NW del Arco de Tamaulipas (Wilson et al., 1984).

El basamento Precámbrico y Paleozoico puede ser observado en afloramientos aislados que ocurren como ventanas de erosión en la secuencia plegada del Mesozoico tanto en Delicias, Coahuila, como en Cd. Victoria, Tamaulipas y Aramberri, Nuevo León.

2.3.4 Cuencas de antepaís

Las cuencas de antepaís del Cretácico Tardío incluyen a las cuencas de Parras y La Popa, la cuenca de Tampico-Mizantla y la cuenca de Veracruz (Ye, 1997). Las cuencas de

Parras y La Popa se encuentran en la región sur de Coahuila y centro de Nuevo León y están cerca del área de estudio y se describen brevemente a continuación.

La cuenca de Parras se ubica entre Torreón y Monterrey. Esta cuenca está limitada al norte por el Bloque de Coahuila y la cuenca de La Popa; al este y sureste por el frente de la Sierra Madre Oriental en el área de la Saliente de Monterrey; al sur por la Sierra de Parras; y al oeste por la extensión de la SMOr hacia Chihuahua. La cuenca de La Popa se ubica al NE de la cuenca de Parras y está flanqueada al este por el Cinturón Plegado de Coahuila y al oeste por el Bloque de Coahuila. A la cuenca de La Popa se le considera la extensión meridional del Cinturón Plegado de Coahuila por presentar un estilo de deformación y dirección de ejes de pliegues semejantes (*Mc Bride et al.*, 1974; *Soegard et al.*, 1997 y *Ye*, 1997).

Ambas cuencas contienen rocas sedimentarias siliciclásticas de grano fino y rocas carbonatadas de agua profunda del Cretácico Superior-Terciario Inferior. Estas unidades sobreyacen a carbonatos de plataforma del Cretácico Inferior. Las rocas del Cretácico Superior incluyen a la lutita Parras y al Grupo Difunta (*McBride et al*, 1974; *Vega-Vera y Perillita*, 1989b y *Ye*, 1997); las cuales en conjunto forman una cuña gruesa de material siliciclástico acumulada en ambientes marino somero y fluvio-deltáico. Esta secuencia se depositó al frente de la SMOr durante su levantamiento producto de la orogenia Laramide (*Vega Vera y Perillita*, 1989b; *Vega Vera et al.*, 1989; *Ye*, 1997; *Soegaard et al.*, 1997).

El estilo de deformación entre ambas cuencas es altamente contrastante ya que en la Cuenca de Parras hay pliegues y fallas de cabalgadura con transporte tectónico hacia el norte (*McBride et al.*, 1974); mientras que en La Popa los pliegues son suaves y no se han identificado cabalgaduras importantes (*Chávez-Cabello*, 2005).

La cuenca de La Popa presenta diferencias estratigráficas con la cuenca de Parras, ya que además de la secuencia siliciclástica sobre las rocas marinas, tiene como rocas más antiguas a yesos de la Formación Olvido, que incorporaron bloques de rocas volcánicas del Triásico durante su ascenso diapírico al parecer manifestado desde el Cretácico Medio (*Laudon*, 1984; *Lawton y Gilles*, 1999). Algo característico de esta cuenca es la intrusión de rocas evaporíticas (diapiros el Gordo y el Papalote), que generaron estilos de deformación muy particulares (*Laudon*, 1984; *Lawton y Guilles*, 1999). Otra característica más entre las dos cuencas, es que la cuenca de La Popa tiene sedimentos más jóvenes en relación con la

cuenca de Parras, proviniendo estos sedimentos de la misma cuenca de Parras, lo que indica un diacronismo en la deformación hacia el noreste en esta región del territorio mexicano.

2.4 Fallas principales del noreste de México

Entre las fallas propuestas como controles del desarrollo tectónico y estratigráfico del noreste de México se pueden mencionar a la MMS (*Anderson and Schmidt, 1983*), a la falla de La Babia (*Padilla y Sánchez, 1982; Smith, 1981*), la FSM (*Charleston, 1981; McKee et al., 1984, 1990*) y la falla Tamaulipas-Chiapas (*Pindell and Dewey, 1982*). Se da una pequeña descripción de las tres primeras por considerarse las más relevantes a este estudio (Fig. 2.9).

2.4.1 Falla (Megacizalla) Mojave-Sonora

La MMS fue propuesta por *Silver y Anderson (1974)* como una solución parcial a los problemas existentes entre el traslape del sur de México y la parte norte de América del Sur en las reconstrucciones de la Pangea ecuatorial occidental (*Bullard et al., 1965; Pindell, 1985*). *Anderson y Schmidt (1983)* postularon que la MMS es una falla lateral izquierda de rumbo NW que estuvo activa en el Jurásico Tardío, hace ~150 Ma y que posiblemente acomodó 700 a 800 km de desplazamiento. La MMS divide al basamento de Sonora en dos bloques cristalinos de provincias precámbricas con edades aparentemente diferentes. Las rocas más antiguas con edades entre 1.8 y 1.7 Ga correspondientes al Bloque Caborca, localizado al sur de la traza propuesta para la MMS; mientras que un basamento un poco más joven denominado Bloque de América del Norte, localizado al noreste de la traza de la Megacizalla con edades de 1.7 a 1.6 Ga (*Anderson and Silver, 1979; Fig. 2.9*).

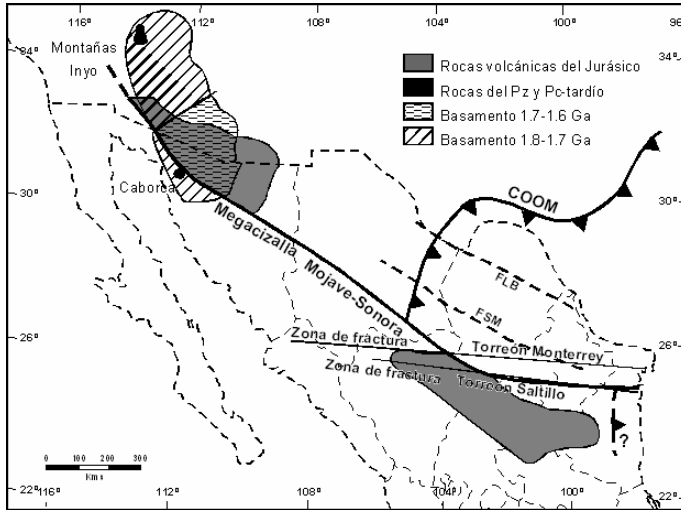


Figura 2.9 Ubicación de las fallas principales en el noreste de México. FSM = Falla San Marcos; FLB = Falla La Babia; COOM = Cinturón Orogénico Ouachita-Marathon (modificada de Chávez-Cabello, 2005).

Actualmente existen diferencias de opinión con respecto a la existencia de esta zona de cizalla. A favor de su existencia están evidencias geocronológicas (Silver and Anderson, 1974; Anderson and Schmidt 1983) y estratigráficas (Flawn and Díaz, 1959; Jones et al., 1995; Stewart, 2005; González et al. 1996; González-León y Stanley, 1997). En contra, evidencias estratigráficas (Stewart et al., 1999; Pool et al., 2005), paleomagnéticas (Molina-Garza and Geissman, 1996, 1999) y geocronológicas y geoquímicas (Iriondo, 2001; Iriondo et al. 2004; Iriondo et al. 2005; Housh and McDowell, 2005).

2.4.2 Falla La Babia

La falla La Babia es también conocida como lineamiento Boquillas-Sabinas (Padilla y Sánchez, 1982, 1986), o falla Sabinas (Alfonso, 1978). Esta falla separa en la parte norte al Cinturón Plegado de Coahuila del Arco del Burro-Salado (Fig. 2.9). Se ha considerado (Smith, 1981) que esta falla, junto con la FSM, que limita al CPC en su parte sur, tuvieron desplazamientos laterales izquierdos generando transpresión y como consecuencia acortamiento en el CPC. Ye (1997) sugiere que la deformación presente en el CPC es debido a efectos de compresión NE-SW por esfuerzos sobre el borde continental durante la subducción de la placa Farallón.

Aunque no han sido documentadas evidencias estructurales contundentes en el campo sobre la traza de la falla La Babia, la diferencia de estilos de deformación al noreste y suroeste de esta y un magmatismo Terciario y Cuaternario canalizado a través de este lineamiento han sido utilizados como evidencia de su existencia (*Aranda-Gómez et al.*, 2005).

2.4.3 Falla San Marcos

La FSM fue propuesta por *Charleston* (1981). Este autor definió la falla utilizando imágenes de satélite, al definir contrastes de estilos de deformación entre el Bloque de Coahuila y el Cinturón Plegado de Coahuila en el noreste de México. *Padilla y Sánchez* (1982) definió sobre esta misma zona un lineamiento con dirección WNW, el cual iba desde la Sierra Mojada, en Coahuila, hasta China, Nuevo León; nombrándola por lo mismo Lineamiento Sierra Mojada-China. Estos autores describieron el origen de la falla como lateral izquierda, con base en las observaciones de los estilos de plegamiento entre el Bloque de Coahuila y el Cinturón Plegado de Coahuila.

McKee et al., (1984, 1990) realizaron diferentes estudios sobre la falla, principalmente estratigráficos, reconociendo que la falla tiene una historia compleja. Proponen que la FSM se instauró en el Jurásico como una falla con un movimiento lateral izquierdo, y que tuvo al menos dos reactivaciones, una en el Cretácico Temprano con componente normal y el bloque hundido al norte de la traza, y otra en el Terciario Temprano con componente inversa.

Durante la instauración de la FSM se depositaron los sedimentos de las capas Las Palomas y Sierra El Granizo. Después se presentó un periodo de quietud en el cual se depositan las capas Tanque Cuatro Palmas del Tithoniano, las cuales representan a los estratos jurásicos más superiores. Con la primera reactivación se depositó la Formación San Marcos al norte de la traza de la falla (*McKee et al.*, 1990). En el valle de San Marcos *McKee et al.* (1990) midieron 800 m y estimaron un total de 1000 m para esta Formación. El segundo evento de reactivación ocurrió en el Terciario Temprano como consecuencia de la orogenia Laramide y una reactivación inversa de la falla ocurrió, por la cual el bloque ubicado al norte de la traza de la FSM fue levantado, documentando así la inversión de la cuenca de Sabinas (*McKee, et al.*, 1990). En el área de Potrero Colorado esto queda de

manifiesto al estar en contacto rocas presumiblemente jurásicas, con rocas calcáreas cretácicas de diferentes ambientes de depósito (anexo 1).

De acuerdo con *Aranda-Gómez et al.* (2005) existen dos eventos de reactivación post-Laramide, que se manifiestan en la región SE del estado de Chihuahua. De estos dos eventos, el primero sería la tercera reactivación de la FSM, el cual se ha propuesto ocurrió con componente lateral izquierda causada por una extensión regional con dirección NW, el tiempo de este evento está entre el Mioceno Tardío y el Plioceno Temprano y se caracteriza por la presencia de estructuras sinclinales suaves, con inmersión hacia el SE y con dirección NNW.

El cuarto evento de reactivación se ha propuesto (*Aranda-Gómez et al.*, 2005) como un evento de extensión regional del Terciario Tardío-Cuaternario (< 5 Ma.) en la parte SE de Chihuahua con dirección E-NE y con una componente de movimiento normal. Este evento afectó a rocas volcánicas máficas del Campo Volcánico de Camargo (~ 5–0.09 Ma.) y aparentemente habría reactivado fallas generadas en el Terciario Medio en áreas cercanas al Campo Volcánico y generó fallas que cortan las estructuras de los sinclinales Aguachile y La Herradura en el SE de Chihuahua.

2.5 Estratigrafía

La figura 2.10 muestra una tabla estratigráfica del noreste de México, modificada del trabajo a detalle realizado por *Goldhammer* (1999), donde se muestran de manera esquemática las formaciones que fueron depositadas, distinguiéndose los ambientes marinos someros y los de cuenca. La evolución estratigráfica de esta región estuvo dominada tanto por cambios eustáticos como por actividad tectónica.

Se hace una descripción de la evolución paleogeográfica y estratigráfica mesozoica, por ser las rocas de esta edad las predominantes de la región.

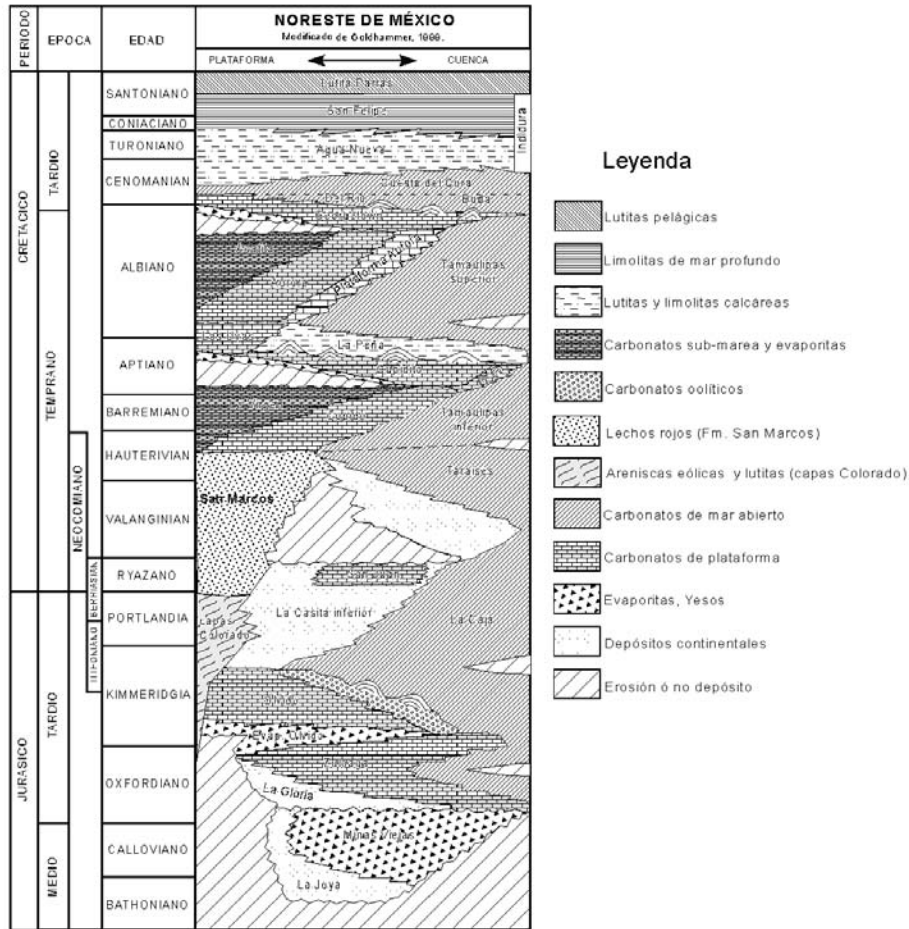
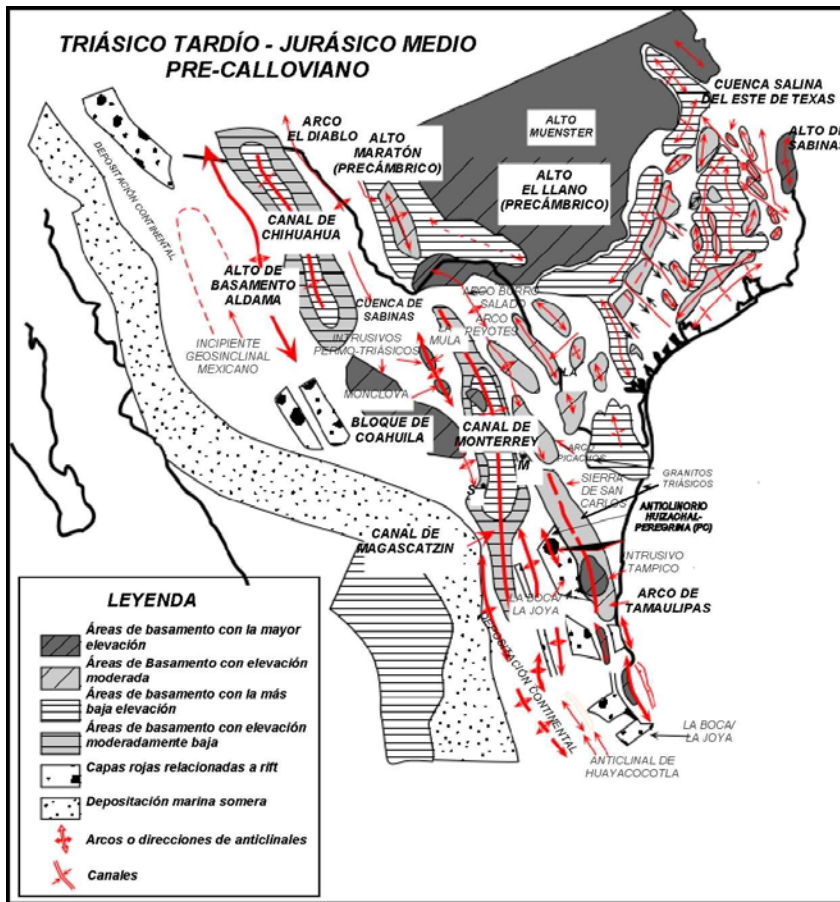


Figura 2.10 Columna estratigráfica del noreste de México (Modificado de Goldhammer, 1999)

2.5.1 Triásico Superior – Jurásico Inferior

Durante este periodo inició un proceso de *rift* producto de la separación de Laurasia y Gondwana, que generó pilares y fosas (*horsts* y *grabens*), lo que dio como resultado la depositación continental de lechos rojos dentro de las fosas formadas por el fallamiento (Padilla y Sánchez, 1982; Coney, 1983; Goldhammer 1999, Fig. 2.11); en el NE de México estos lechos rojos están representados por el Grupo Huizachal, el cual fue definido por *Mixon et al.* (1959).



Comentario: INSERTA LAS FIGURAS COMO TIFF. DESDE INSERTAR IMAGEN DESDE ARCHIVO... PARA QUE NO QUEDEN FLOTANDO COMO LAS TIENES... DESPUÉS ES MUY PROBLEMÁTICO MOVERLAS DENTRO DEL TEXTO, CAMBIARLAS DE TAMAÑO, CENTRARLAS, ETC.

Figura 2.11 Paleogeografía durante el Triásico Tardío - Jurásico Medio para el norte de México y el sur de Estados Unidos (Goldhammer, 1999).

El ambiente de depósito de estas capas rojas de lutitas, margas, areniscas y conglomerados, es de abanicos aluviales continentales, fluviales y lacustres (Padilla y Sánchez, 1982; Salvador, 1991c; Michalzik, 1988), aunque también esta secuencia de lechos rojos contiene arcosas producto de flujos volcánicos y dique-estratos andesíticos intercalados (Bracken, 1984).

En este tiempo se formaron dos arcos magmáticos frente a las costas del noroeste de Norteamérica, que limitaba con la placa de Kula; el del norte fue un arco oceánico, mientras que el del sur fue continental y que está expuesto en el norte de Sonora y en la

región de Torreón, como evidencia en el NE de México se encuentran los depósitos de las formaciones Nazas y Todos Santos (Coney, 1983; Jones *et al.*, 1990, 1995; Barboza-Gudiño *et al.*, 1998; Grajales-Nishimura *et al.* 1992)).

2.5.2 Jurásico Medio

Para este tiempo ocurrieron dos eventos de gran importancia que influyeron en la sedimentación, la acreción de arcos a Norteamérica y la apertura del Golfo de México.

La acreción de arcos a Norteamérica, acompañada por un cambio en la dirección de la sedimentación, generó los depósitos detríticos de las formaciones Morrison y Koorenay en Estados Unidos y Canadá (Coney 1980; Tempelman 1979; Monger *et al.* 1982; Monger and Price, 2002). Poco después, el arco magmático continental del Jurásico Temprano cesó su actividad (Damon *et al.*, 1981), aunque continuó actividad volcánica posteriormente con el grupo Alisitos.

La apertura del Golfo del México se produjo como resultado de la continua extensión continental, seguida de la generación de corteza oceánica en el mismo Golfo de México (Dickinson and Coney, 1980; Buffler *et al.*, 1981). La etapa inicial de extensión creó las condiciones para la depositación de rocas evaporíticas, una vez que el mar empezó a invadir el continente. Durante el Calloviano-Oxfordiano el oeste de México estaría limitado por el complejo magmático San Andrés-Sinaloa, mientras que en el este se iniciaría la depositación de evaporitas de las formaciones Minas Viejas y Louann y seguiría extendiéndose hasta la cuenca de Sabinas y el canal de Monterrey como resultado de la transgresión iniciada en el Jurásico Tardío (Goldhammer, 1999; Fig. 2.12).

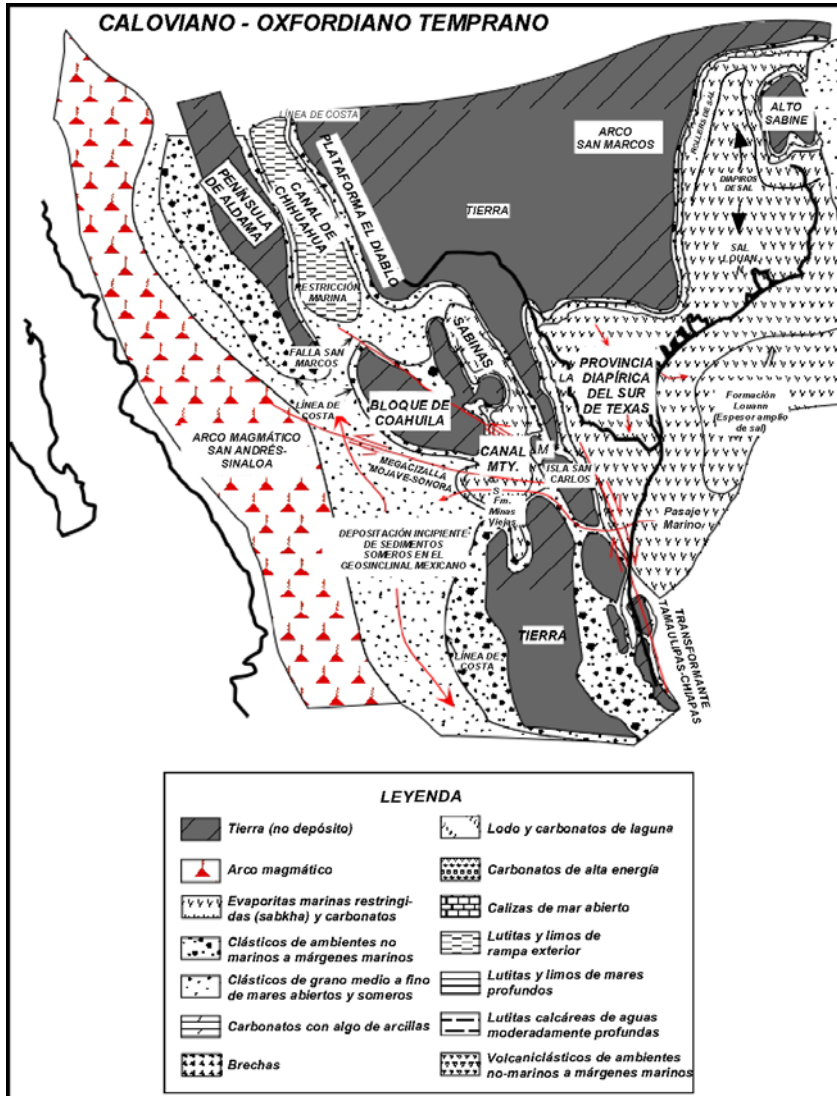


Figura 2.12 Paleogeografía del norte de México y sur de Estados Unidos durante el Calloviano-Oxfordiano, (Goldhammer, 1999).

2.5.3 Jurásico Superior-Cretácico Inferior

Para este tiempo *Coney* (1983) ha propuesto un salto en la dorsal que separaba el Golfo de México, a una posición entre América del Norte y América del Sur (entre Yucatán

y Venezuela-Colombia). Este modelo supone una subsidencia térmica en el Golfo de México durante el Neocomiano

A principios del Jurásico Tardío se inicia una gran transgresión marina que continuó hasta el Cretácico Tardío y cubrió gran parte de México. Fue durante este período cuando quedaron delimitadas las islas y las penínsulas del noreste de México, como resultado de la invasión del agua en la zona de los altos estructurales (Fig. 2.13).

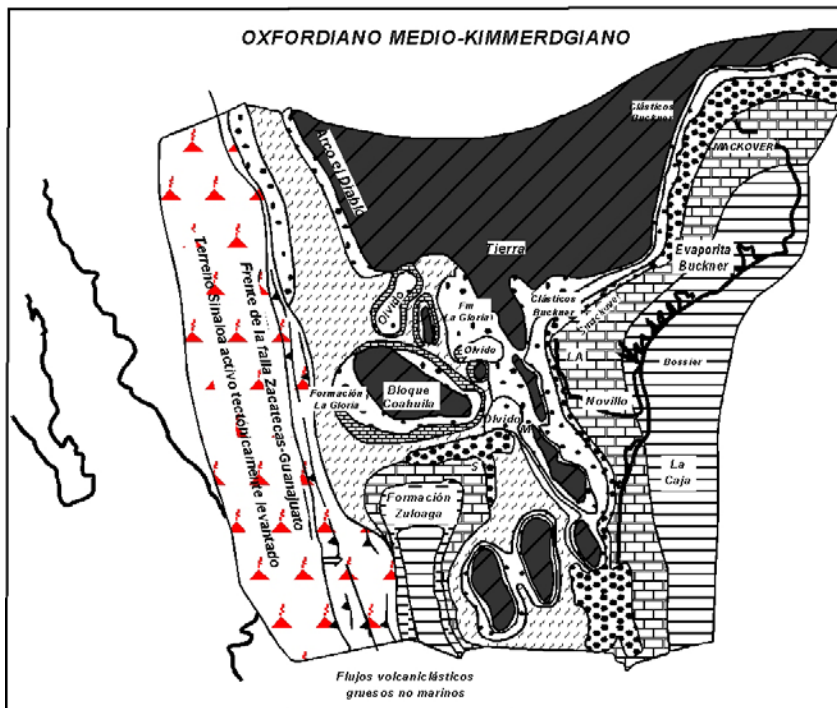
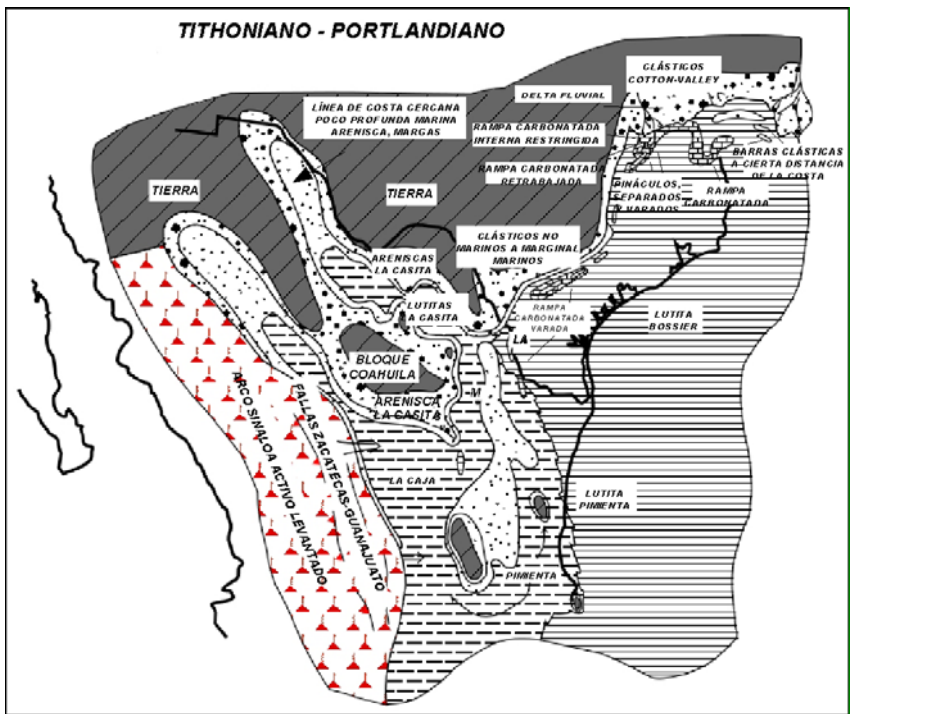


Figura 2.13 Paleogeografía del norte de México y sur de Texas durante el Oxfordiano Medio-Kimmerdgiiano (Goldhammer, 1999).

Durante el Oxfordiano Tardío-Kimmeridgiiano Temprano se depositaron sedimentos terrígenos que dieron lugar a la Formación La Gloria al oeste del Golfo de Sabinas y a lo largo de los límites de la Península Burro-Peyotes, las islas La Mula y Coahuila, y el Archipiélago de Tamaulipas (González-García, 1976). Mientras que rocas carbonatadas de agua profunda generaron la caliza de las Formaciones Zuloaga y El Novillo, depositadas sobre extensas plataformas al sur de la península Burro-Peyotes, de la isla de Coahuila y en la porción este del Archipiélago de Tamaulipas. También se

depositaron en zonas más someras evaporitas de plataforma restringida que dieron origen a la Formación Olvido. Con el avance de la transgresión marina, se crearon los depósitos de mar abierto de las Formaciones La Caja y Pimienta, constituidas por secuencias calcáreo-arcillosas, así como los depósitos detríticos del Grupo La Casita (Goldhammer, 1999); a este grupo se asocian los depósitos siliciclásticos del margen del Bloque de Coahuila expuestos en el valle de San Marcos.

Con lo que respecta a la paleogeografía, el archipiélago de Tamaulipas, es el primer alto estructural cubierto por las aguas marinas a finales del Tithoniano principios del Portlandiano (Fig. 2.14).



Comentario: TITHONIANO CON "TH".

Figura 2.14 Paleogeografía del noreste de México durante el Tithoniano-Portlandiano. Nótese como el archipiélago de Tamaulipas quedó sumergido (Goldhammer, 1999).

2.5.4 Cretácico Inferior

Durante el Neocomiano la transgresión marina del Jurásico Tardío continuó y dio lugar a la depositación de una secuencia heterogénea compuesta de varias formaciones. La

Formación San Marcos constituye facies de ambiente litoral y continental que fueron depositadas simultáneamente con otras formaciones; esta formación está compuesta de conglomerado, arenisca conglomerática y de arcosa (McKee et al. 1990). La configuración de la Formación San Marcos permite la observación de intercalaciones de esta unidad entre formaciones depositadas contemporáneamente en ambientes de plataforma marina. Esto está indicado por varios lentes formados fuera de la costa de la isla de Coahuila en diferentes niveles estratigráficos.

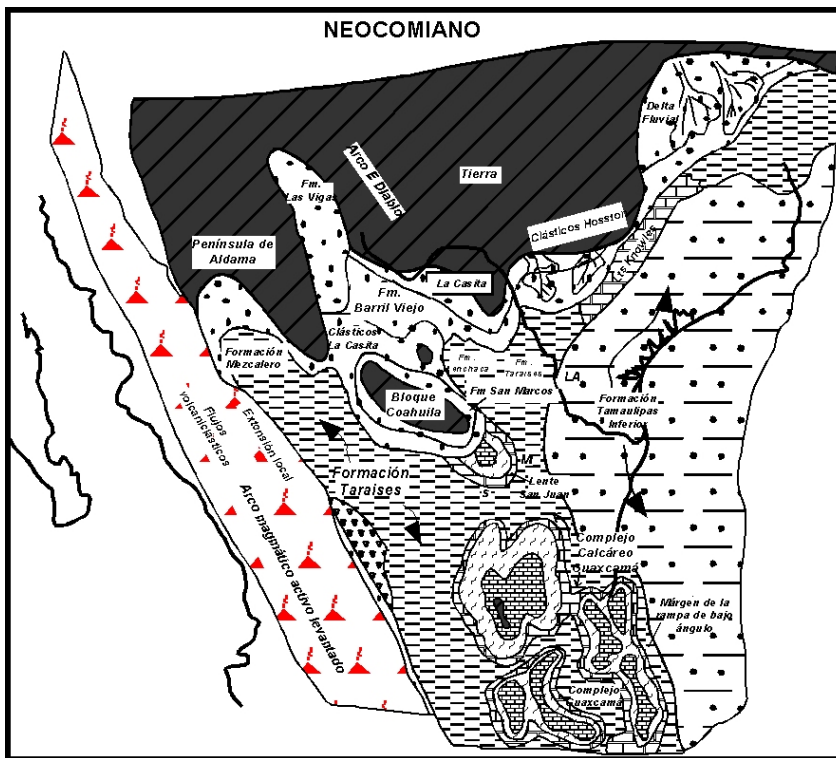


Figura 2.15 Paleogeografía del norte de México y sur de Estados Unidos durante el Neocomiano (Goldhammer, 1999).

En el sector sureste del Golfo de Sabinas, las calizas argilosas de la Formación Taraises fueron depositadas durante el intervalo del Berriasiano-Hauteriviano. Desde el Hauteriviano hasta el Aptiano, en todo el noreste de México, se formaron depósitos calcáreos, los cuales ocurrieron en varias facies (Fig. 2.16). En gran parte del golfo de Sabinas, se depositaron calizas de la Formación Cupido en un medio ambiente de plataforma. Más aún, se desarrolló un alineamiento arrecifal el cual va desde Laredo hasta Monterrey, y de ahí hacia el oeste rumbo a Torreón. Esto se considera como el borde de plataforma de la Formación Cupido. Finalmente, fuera del margen arrecifal que limita esta formación se desarrollaron facies de mar abierto constituyendo la Formación Tamaulipas Inferior.

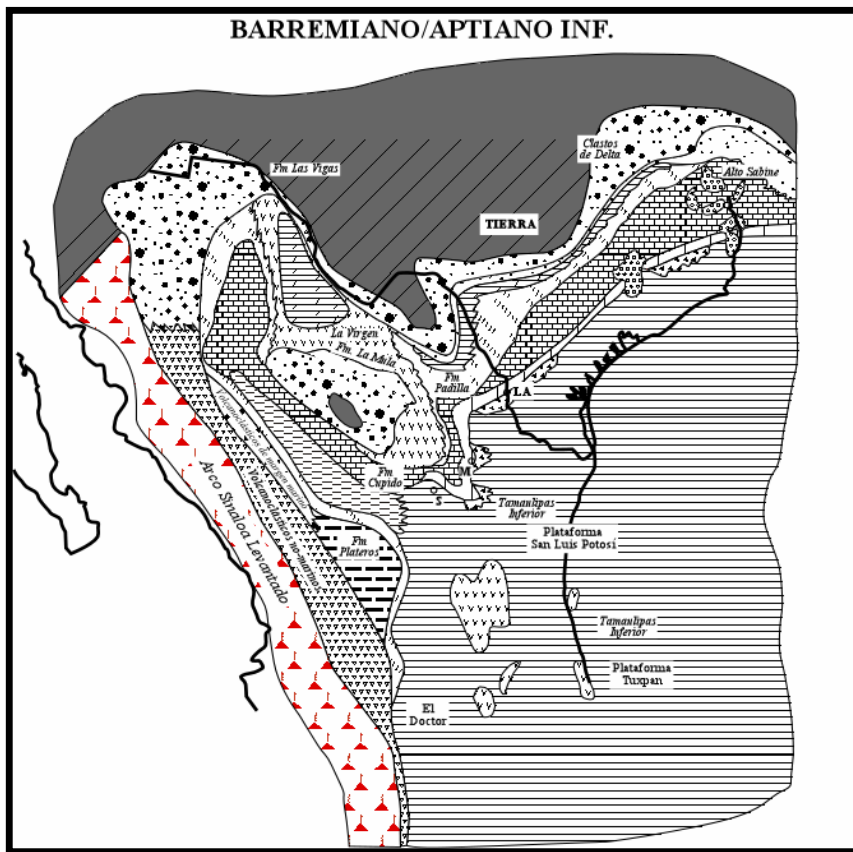


Figura 2.16 Paleogeografía del noreste de México, durante el Barremiano-Aptiano Inferior (Goldhammer, 1999).

En el límite del Aptiano Superior (Fig. 2.17) aparece un aporte repentino de terrígenos dentro del Golfo de Sabinas y todo el NE de México. Este constituye a la Formación La Peña y pudo ser generado por levantamientos epirogénicos de los elementos positivos de los alrededores o a una caída drástica del nivel del mar (Morán-Zenteno, 1994).

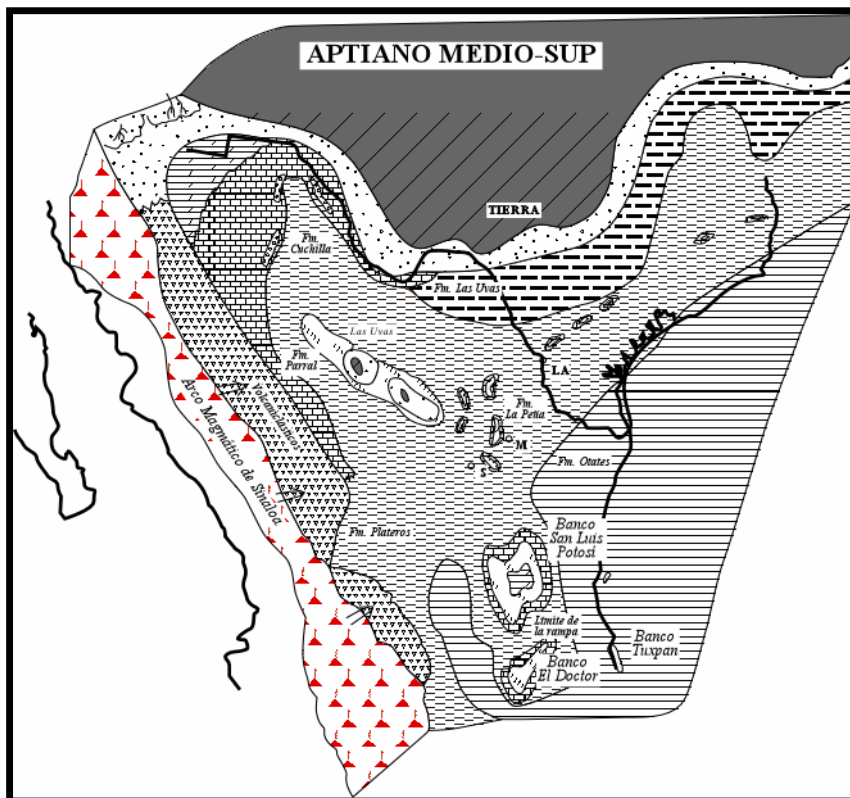


Figura 2.17 Paleogeografía del noreste de México durante el Aptiano Medio-Tardío (Goldhammer, 1999).

En el Albiano una importante transgresión marina cubrió los elementos que habían permanecido expuestos sub-aéreamente (Fig. 2.18), empezando el desarrollo de una potente secuencia de rocas carbonatadas sobre todo en el noreste de México, constituyendo a las formaciones Aurora para las zonas arrecifales y Tamaulipas Superior para los ambientes de

cuenca. Sobre la plataforma Burro-Peyotes, península de Tamaulipas y la isla de Coahuila se depositaron secuencias marinas someras y facies evaporíticas durante el Albiano, entre las que se encuentra la Fm. Acatita.

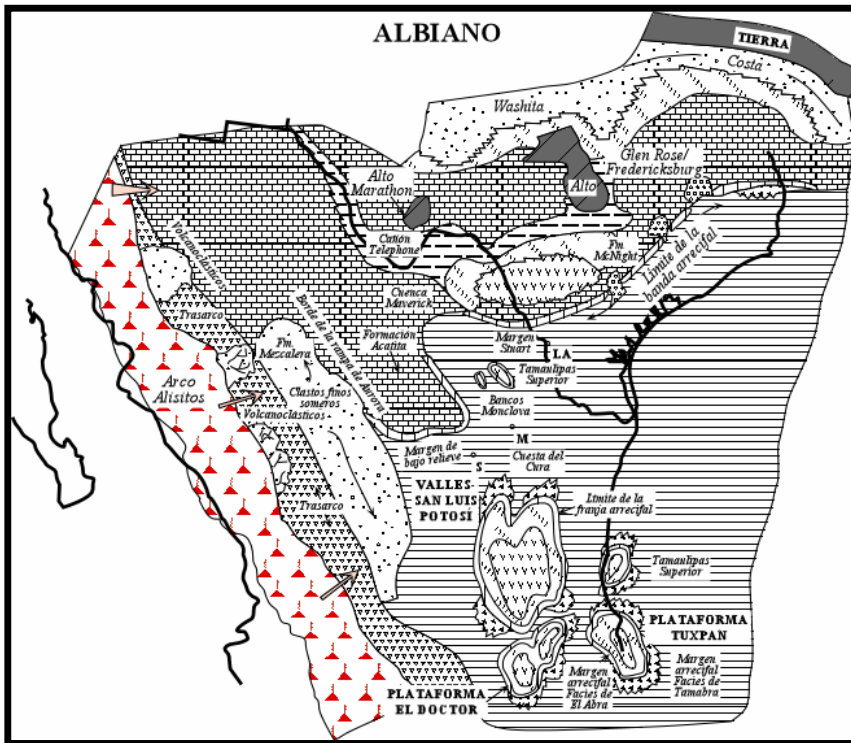


Figura 2.18 Paleogeografía del norte de México y sur de Estados Unidos durante el Albiano (Goldhammer, 1999).

2.5.5 Cretácico Superior

Con respecto a la sedimentación en el noreste de México, ya para el Cenomaniano (Fig. 2.19), el área entera quedó completamente cubierta por el mar; en el norte las arcillas comenzaron a ganar terreno a las calizas y se depositaron las Formaciones Eagle Ford, Indidura y Agua Nueva. Más tarde cambió nuevamente el patrón de sedimentación, depositándose caliza y lutita que dieron origen a la Formación Austin, mientras, la zona sur es cubierta por arenisca calcárea y lutita, que posteriormente generó a las Formaciones Caracol, San Felipe y a la Lutita Parras (Padilla y Sánchez, 1986).

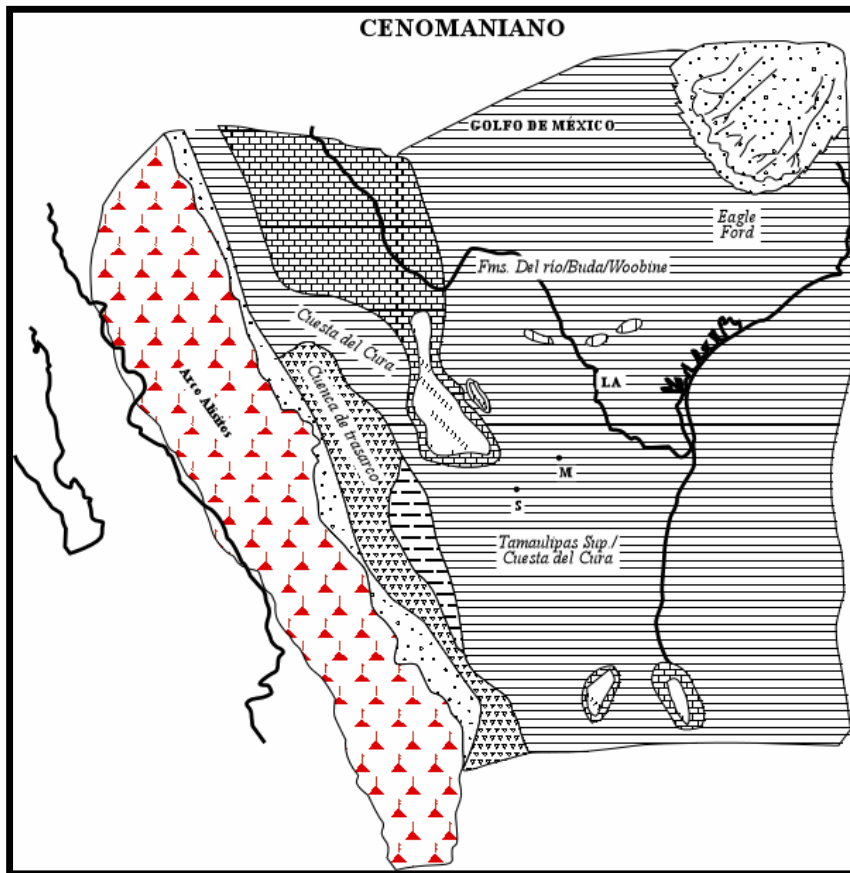


Figura 2.19 Paleogeografía del norte de México y sur de Estados Unidos durante el Cenomaniano (Goldhammer, 1999).

A finales del Cretácico, en el Maastrichtiano, sedimentos terrígenos dan origen a las Formaciones Méndez y Cárdenas, mientras que terrígenos con alto contenido de material orgánico cubren el área generando formaciones ricas en carbón como lo son: Upson, San Miguel, Olmos y Escondido en la cuenca de Sabinas (Fig. 2.20).

También durante esta época se formaron algunos conglomerados y areniscas, con clastos calcáreos y polimícticos en algunas áreas.

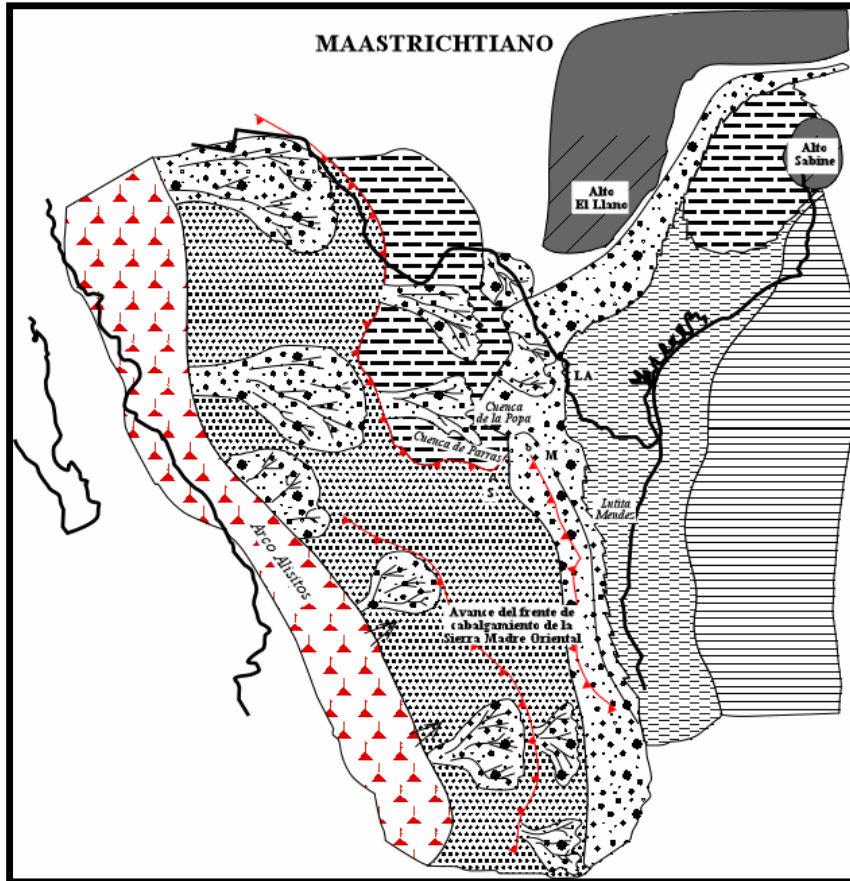


Figura 2.20 Paleogeografía del norte de México y sur de Estados Unidos durante el Maastrichtiano (Goldhammer, 1999).

2.5.6 Cenozoico

2.5.6.1 Paleógeno

Es posible que un cambio brusco en el movimiento absoluto de la placa del Pacífico, hace aproximadamente 44 Ma, influyó para que terminara la orogenia Laramide, debido a la reducción de la interacción entre las placas de Farallón y Norteamérica (Coney *et al.*, 1978).

Mientras que en el noreste de México, el mar inicia su regresión al terminar la orogenia Laramide, se generan las cuencas de antepaís de Parras, La Popa y Burgos en las

que se depositan las formaciones del Paleógeno. Sobre estas cuencas se depositaron sedimentos continentales, constituidos por el conglomerado Sabinas.

2.5.6.2 Neógeno y Cuaternario

Durante el Neógeno y Cuaternario se desarrollaron rellenos aluviales de conglomerados, además de que ocurrieron algunos derrames basálticos aislados en diferentes lugares del norte y noreste de México, algunos de estos son las lavas Esperanzas y Ocampo, derrames basálticos en la Sierra de Tamaulipas y el abundante magmatismo basáltico originado por el evento Cuencas y Sierras y/o canalizado a través de fallas de basamento generadas durante la apertura del Golfo de México (*Aranda-Gómez et al., 2005*).

CAPITULO III GEOLOGÍA LOCAL

3.1 Introducción

El área de Potrero Colorado se encuentra en la porción occidental de la sierra La Fragua, y constituye una ventana estratigráfica-estructural que permite observar rocas jurásicas constituidas por areniscas eólicas de color rojizo que *McKee et al.* (1990) denominaron capas Colorado, y que conforman paisajes singulares poco vistos en el noreste de México (Figs. 3.1 y 3.2).



Figura 3.1 Vista general del área de Potrero Colorado, viendo desde el sur hacia el norte, se aprecia en las partes topográficas más bajas las areniscas eólicas jurásicas de color rojizo, y las paredes de la Sierra La Fragua compuestas de rocas calcáreas cretácicas.



Figura 3.2 Vista del Potrero Colorado, en la parte frontal se observan las areniscas eólicas jurásicas con el color rojizo que las caracteriza, y en la parte posterior se aprecia el escarpe de la Sierra La Fragua.

Los estudios estratigráficos más completos sobre la zona fueron realizados por *McKee et al.* (1990) quienes propusieron la columna estratigráfica local (Figs. 3.3 y 3.4). En esta columna se aprecian características particulares con relación a la columna

estratigráfica del noreste de México, como la presencia de areniscas de cuarzo bien sorteadas con estratificación cruzada plana, en paquetes de decenas a centenas de metros que no se conocen en zonas aledañas.

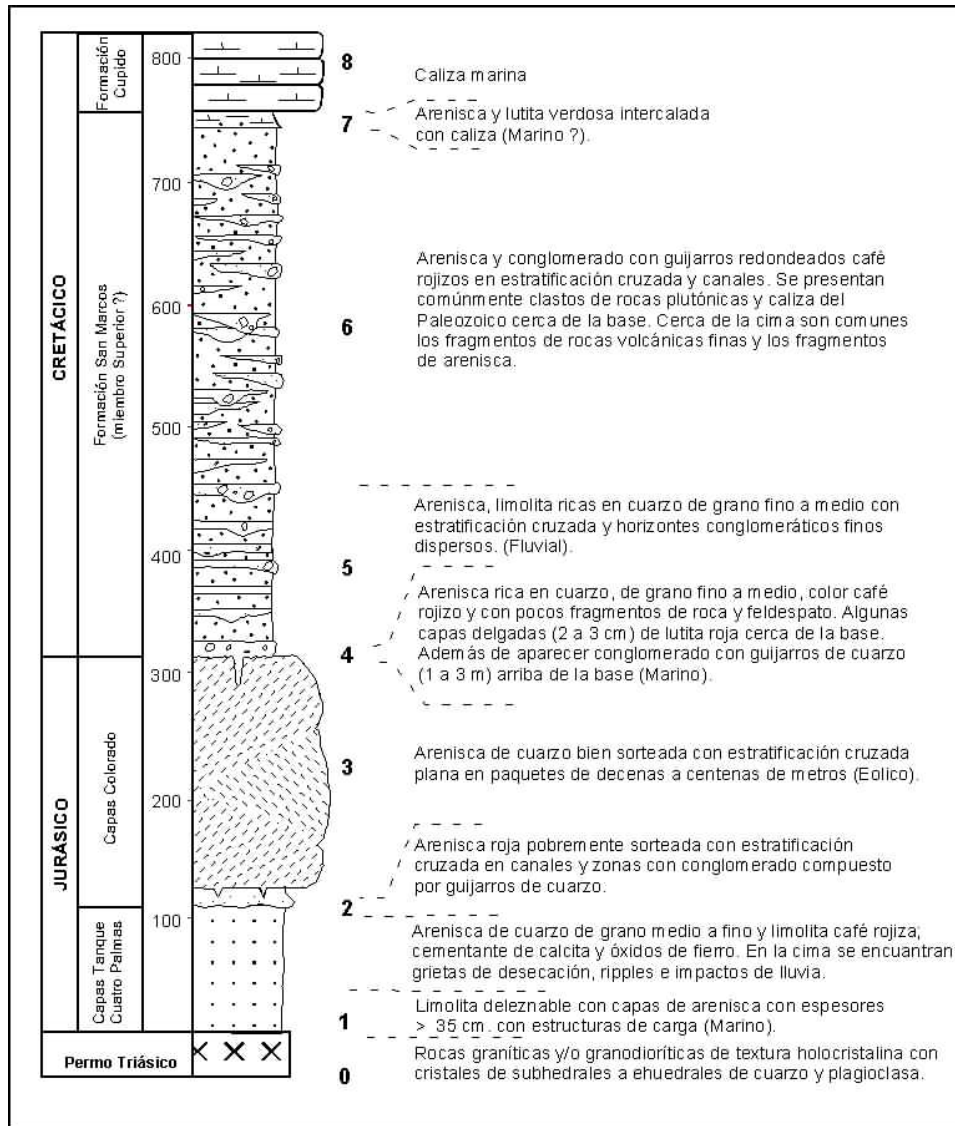


Figura 3.3 Columna estratigráfica de Potrero Colorado, modificada de *McKee et al.* (1990); en esta columna se plantean espesores de 100 m para las capas Tanque Cuatro Palmas, 191 m para las capas Colorado, y alrededor de 450 m para la Fm. San Marcos, esto con base en las observaciones de *McKee et al.* (1990), y de estimaciones en las curvas de nivel de los mapas topográficos y del mapa geológico de la zona (Anexo I).

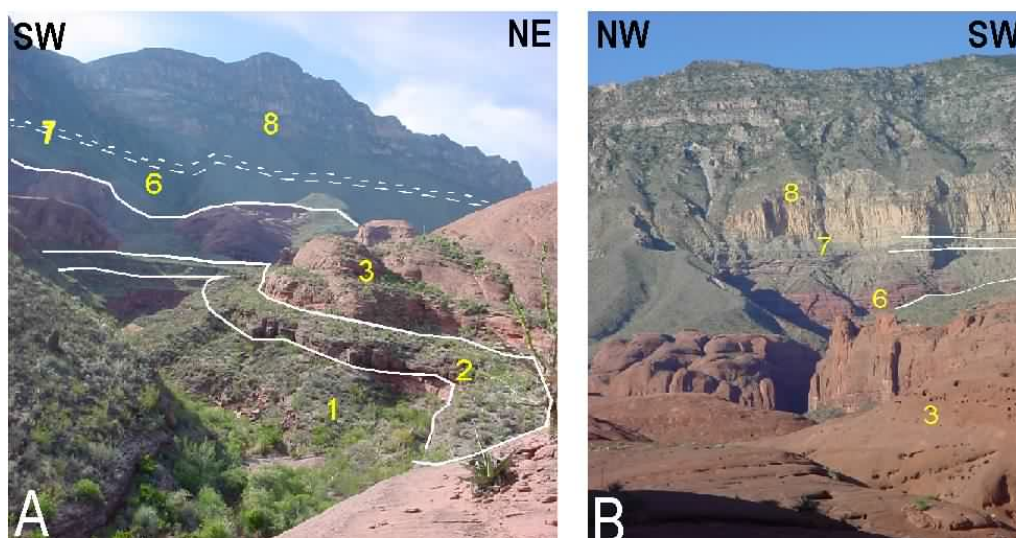


Figura 3.4 Imágenes donde se muestran algunas de las unidades de rocas que conforman la estratigrafía del área de estudio. A) Parte centro-occidental del área; B) Parte centro-oriental del área; 1.- capas Tanque Cuatro Palmas; 2.- Horizonte de conglomerado; 3.- capas Colorado 6.- Fm. San Marcos.- 7.- Areniscas y lutitas verdosas 8.- Calizas cretácicas.

3.2 Unidades Geológicas

3.2.1 Basamento

Definición.- El Basamento de la región se encuentra conformado principalmente por rocas graníticas y granodioríticas de edad Pérmico y/o Triásico. Además de rocas volcánicas y metasedimentos de composición andesítica y dacítica con tamaños que varían de arenisca de turbiditas a grandes bloques, así como sedimentos siliciclásticos de grano fino de origen pelágico, y en menor escala detritos de calizas derivados de márgenes de aguas someras (McKee *et al.*, 1988, 1990). Está expuesto en las localidades de Delicias-Acatita, Lindavista y en el valle de San Marcos (Jones *et al.*, 1984; Handschy *et al.*, 1987; Torres *et al.*, 1999; McKee *et al.*, 1988, 1990).

Distribución.- En Potrero Colorado, el basamento aflora en la parte sureste en el fondo del valle, exactamente en el arroyo localizado en la boquilla oriental de Potrero Colorado (UTM: 0743011 y 2959857; anexo I). Allí se localizaron un par de afloramientos de una roca granítica (Fig. 3.5) que se infiere como parte de este basamento *in situ* que no había sido reportado en la literatura. Es conveniente mencionar que esta roca que aflora aquí *in situ*, corresponde a la misma roca que compone gran parte de los clastos y bloques del conglomerado de la Formación San Marcos (Fig. 3.6), la cual aflora a algunos cientos de metros hacia el norte. Se infiere estar muy cercanos a la Falla San Marcos (FSM) en esta

zona. El afloramiento estaría en el bloque del piso de falla donde típicamente se exponen las rocas más antiguas en fallas normales.

Litología y espesor.- Esta compuesto por una roca granítica a granodiorítica, de color gris claro con cristales de cuarzo, feldespato, hornblenda y micas que se logran identificar en muestra de mano. El espesor no se logra apreciar, ya que solo se trata de un par de afloramientos en el cause del arroyo principal y uno de sus tributarios.

Relaciones estratigráficas.- Se infiere que es la roca más antigua de la zona, no se logró observar una unidad por debajo de ella. Se interpreta que estas rocas graníticas están en contacto por falla con la Formación San Marcos, debido a que existe una zona de deformación intensa en el conglomerado en contacto con rasgos de deformación frágil en el basamento, producto de acortamiento.

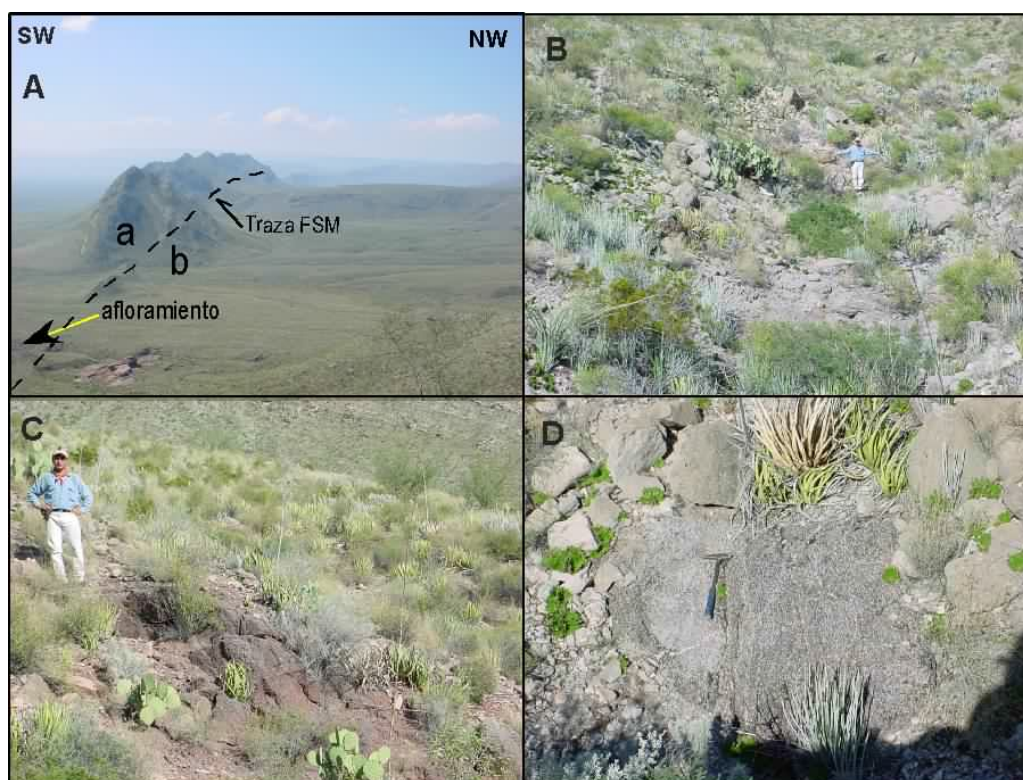


Figura 3.5 Afloramiento del basamento al SE de Potrero Colorado. A) Ubicación del afloramiento en donde se observa la sierra Alargada que limita al área de estudio en su parte sur, la flecha indica la posición del mismo a = alto, b = bajo; B) zona de extensión del afloramiento sobre el arroyo; C) y D) acercamientos al mismo.

Edad y correlación.- No se tiene fechamiento aún de la roca que aflora en Potrero Colorado, pero por sus características litológicas, se infiere que podría ser correlacionable

con el basamento que esta expuesto en la localidad del valle de Acatita y con las rocas graníticas que afloran en el valle San Marcos donde *McKee et al.* (1990) obtuvieron una edad de 237 ± 27 Ma. con una relación inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7052 \pm 0.0025$, aunque determinaron que la edad más acertada para estas rocas está dada en moscovitas con una edad de 240 ± 2 Ma., también fechada por $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. *Molina-Garza* (2005) fechó por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en el valle del Sobaco y la Sierra de los Remedios, donde obtuvo fechas de 215.9 ± 1.9 Ma. en hornblendas y 217.3 ± 1.2 Ma. en biotita así como 205.6 ± 1.4 Ma. en feldespato potásico, por lo que en general, los cuerpos del basamento de Coahuila han arrojado edades del Triásico.

Ambiente de Depósito.- Las rocas intrusivas del basamento debieron haberse emplazado durante la instauración del arco Permo-Triásico (*Torres et al.*, 1999) y durante la actividad también del arco Triásico-Jurásico, (*Grajales et al.*, 1992).



Figura 3.6 A) Bloques (“boulders”) de basamento dentro de la Formación San Marcos, aparentemente de la misma composición de los del afloramiento de basamento *in situ* localizado en la parte sur del área, a unos 400 m al sur de esta localidad. B) Acercamiento a uno de estos bloques donde se ubicó un lápiz para escala.

3.2.2 Rocas jurásicas: capas Colorado y capas Tanque Cuatro Palmas

Definición.- Estas rocas fueron originalmente descritas por *Charleston* (1974) de manera informal en su tesis doctoral, quien estimó un espesor de 191 m para las areniscas eólicas de la parte superior de esta unidad. Posteriormente *McKee et al.* (1990)

correlacionaron un espesor de ~ 100 m de areniscas cuarcíferas y limolitas marinas no fosilíferas, expuestas en la porción norte del Potrero, con las capas Tanque Cuatro Palmas del valle de San Marcos. Estas areniscas y limolitas marinas están separadas de las capas Colorado por un conglomerado polimíctico de aproximadamente 10 m de espesor.

Distribución.- Las rocas jurásicas afloran principalmente en la parte central del Potrero Colorado, aunque también hay afloramientos en la parte norte y en los flancos del área, especialmente sobre el fondo de los arroyos. En la parte sur se encuentran pequeños afloramientos en contacto con caliza y yeso de la sierra Alargada a través de la zona que define la traza principal de la FSM (Anexo I).

Litología y espesor.- Las dos unidades que conforman estas rocas jurásicas son: La unidad inferior, que McKee et al. (1990) correlacionaron con las capas Tanque Cuatro Palmas, consiste de arenisca cuarcífera y limolita que fueron depositadas en un medio acuoso de acuerdo con McKee et al. (op. cit.). En algunos sitios se pueden apreciar fallas pequeñas de crecimiento, en las cuales la superficie de la falla se encuentra con marcas de licuefacción (Figs. 3.7A y 3.7B). En otros lugares la depositación debió haber sido en un medio subaéreo ya que se encuentran huellas de desecación (mud-cracks) y gotas de lluvia fósil (rain prints; Fig. 3.7C). Incluso en la parte NW del área se encuentran unas marcas muy interesantes que semejan huellas de dinosaurios (Fig. 3.7D), sin que esto halla podido ser confirmado por los especialistas del Museo del Desierto de Saltillo en Coahuila. Como se mencionó anteriormente, McKee et al. (1990) correlacionaron ~100 m de estas lutitas y areniscas en la parte norte del Potrero Colorado con las capas Tanque Cuatro Palmas de valle de San Marcos, por lo que el espesor total de estas capas se desconoce por no aflorar su base. Las capas Tanque Cuatro Palmas están separadas de las capas Colorado por un conglomerado de gravas de cuarzo y arenisca de 5 a 10 m de espesor, bien cementado, con clastos de 1 a 10 cms de un color rojizo en unas partes y gris pardo en otras (Fig. 3.4a). Los componentes del conglomerado son gravas de granitos, granodioritas, clastos subredondeados de pizarra y rocas volcánicas de composición básicamente andesítica.

La unidad superior, conformada por las capas Colorado está constituida por un paquete grueso de areniscas eólicas de color rojo a naranja, con estratificación cruzada muy característica (Fig. 3.8A), que forma estructuras muy particulares, como domos de decenas

de metros que son dunas litificadas (Fig. 3.8B). Estas areniscas eólicas de acuerdo con Charleston (1974.) tienen un espesor de 191 m.

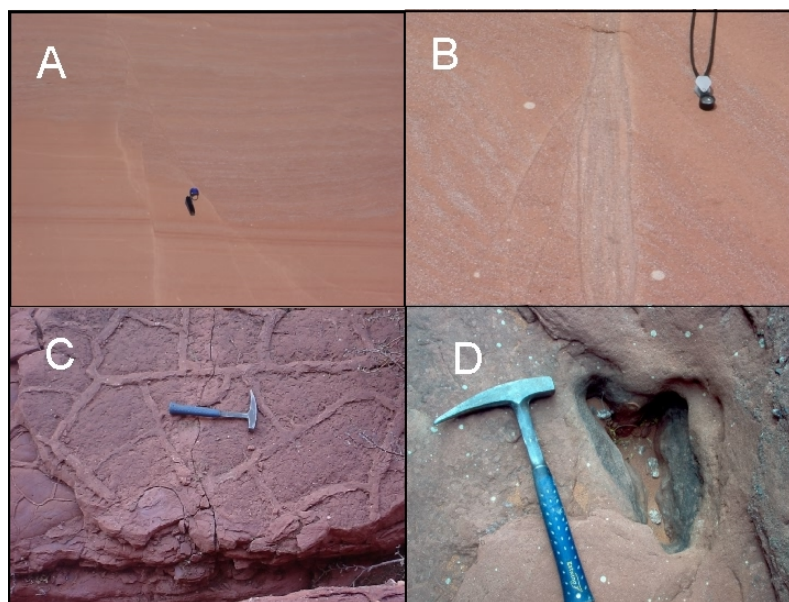


Figura 3.7 Unidad inferior de las Capas Colorado. (A) Sedimentación sin-tectónica en lutitas y areniscas de grano medio; (B) Falla que muestra características de licuefacción; (C) marcas de desecación (*mud-cracks*) y marcas de lluvia fósiles (*rain prints*); (D) depresiones formadas en esta roca que simula huellas de dinosaurios.

Relaciones estratigráficas.- La base de las capas Tanque Cuatro Palmas no es posible observarla ya que no aflora en el área. La parte superior limita a través del conglomerado de gravas de cuarzo y areniscas con las capas Colorado, contacto que se puede apreciar hacia el centro sur del área a lo largo de la cañada denominada en los planos del INEGI como “cañada El Colorado” (Fig. 3.4a; Anexo I). En la parte sur del área, en donde se encuentra la sierra Alargada, las capas Tanque Cuatro Palmas afloran en contacto por falla con rocas cretácicas calcáreas que se intercalan con yesos.

La parte superior de estas rocas jurásicas, constituida por las areniscas eólicas (capas Colorado), subyacen en contacto discordante a la Fm. San Marcos. Debido al fallamiento de la zona, en diferentes lugares se puede encontrar el contacto de estas dos unidades a través de fallas (Fig. 3.8A).

Edad y correlación.- *McKee et al.* (1990.) colocan estas capas en el Jurásico por su posición estratigráfica, es decir porque subyacen a la Fm. San Marcos, la cual en el valle

San Marcos sobreyace a las capas Tanque Cuatro Palmas, en las cuales *Keith Young* (1981 *comunicación personal*, en *McKee et al.*, 1990) identificó amonites del Tithoniano (*Proniceras* y *Substeueroceras*). Por este motivo en este trabajo se considera que el tiempo de formación de esta unidad es en el Jurásico Superior.

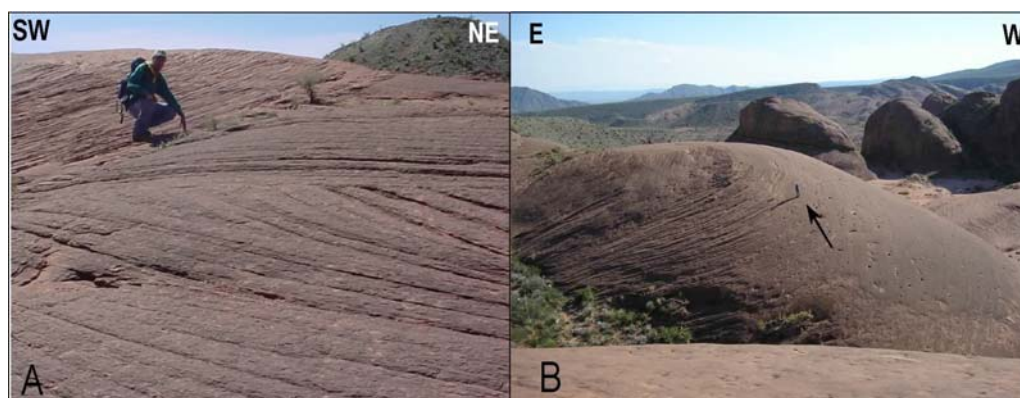


Figura 3.8 A) Estratificación cruzada típica de las capas Colorado y B) Duna de areniscas de las capas Colorado. La flecha en la foto señala una persona como escala.

Ambiente de depósito.- El ambiente donde se depositó la unidad inferior debió ser un medio nerítico de aguas tranquilas, aunque debieron haber facies laterales de depósito subaéreo, y las eolianitas se depositaron muy probablemente en un medio ambiente de playa, aunque sin descartar la posibilidad de un ambiente desértico, debido al gran espesor que presenta formando dunas de gran magnitud en algunas zonas. En las figuras 3.9, 3.10 y 3.11 se muestran afloramientos y secciones delgadas en nícoles cruzados de las tres unidades que conforman a estas rocas jurásicas.



Figura 3.9 Unidad inferior de las rocas jurásicas, afloramiento donde se colectó la muestra. En la lámina delgada se observa el alto contenido de partículas de cuarzo y pequeños fragmentos líticos subangulosos; objetivo de la foto 2.5X.

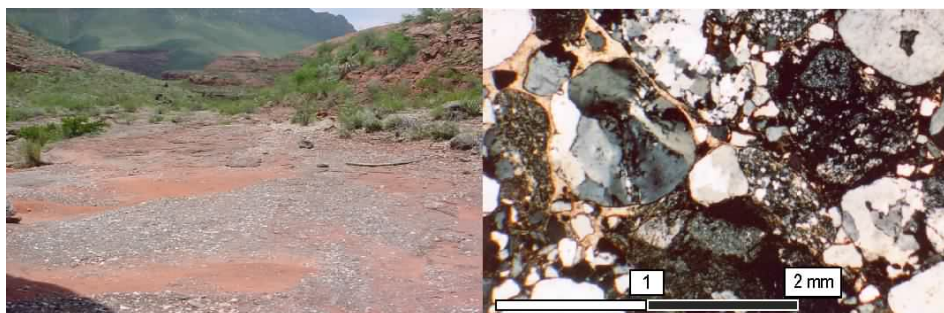


Figura 3.10 Horizonte conglomerático compuesto de clastos de cuarzo y fragmentos líticos subredondeados. En algunas partes se aprecia una matriz calcárea, sin estar todo el conglomerado cementado por carbonatos; objetivo de la foto 2.5X.

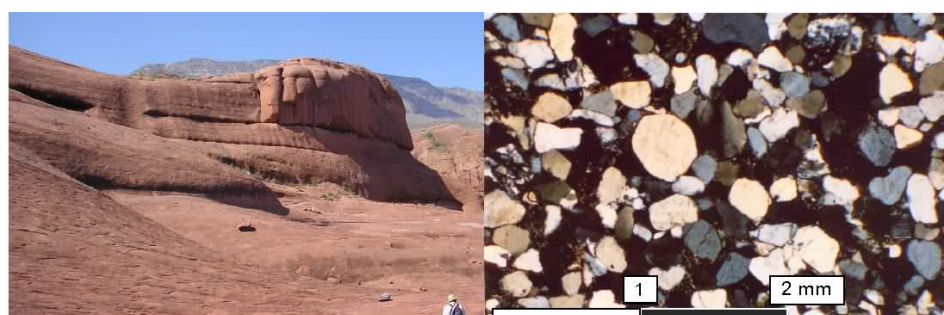


Figura 3.11 Capas Colorado. Afloramiento y lámina delgada con nícoles cruzados, en la sección delgada se aprecia que los cuarzoes subredondeados más grandes están soportados por cristales de cuarzo más pequeños; fotografía con objetivo 2.5X.

3.2.3 Formación San Marcos

Definición.- Esta Formación fue definida por *Kane* (en *Imlay*, 1940) en el valle de San Marcos, con un espesor de 744 m. Fue dividida en tres miembros: el miembro inferior tiene un espesor de 80 m y esta compuesto de conglomerado arcósico y subarcósico color rojo; el miembro medio tiene 510 m de arcosa y subarcosa con granos angulosos, pobremente clasificados de estratificación gruesa y, contiene algunas intercalaciones de guijarros; finalmente, el miembro superior consiste de 154 m de arcosa conglomerática con estratificación media (Fig. 3.12).

Distribución.- En el noreste de México se encuentra en un área restringida al norte del Bloque de Coahuila, más específicamente al norte de la FSM. Existen afloramientos importantes en todo el valle de San Marcos, y en el área de estudio, siendo más fácilmente observable en las paredes que conforman el Potrero, y en algunos cerros al interior del mismo, donde las paredes erosionadas muestran buenos afloramientos.

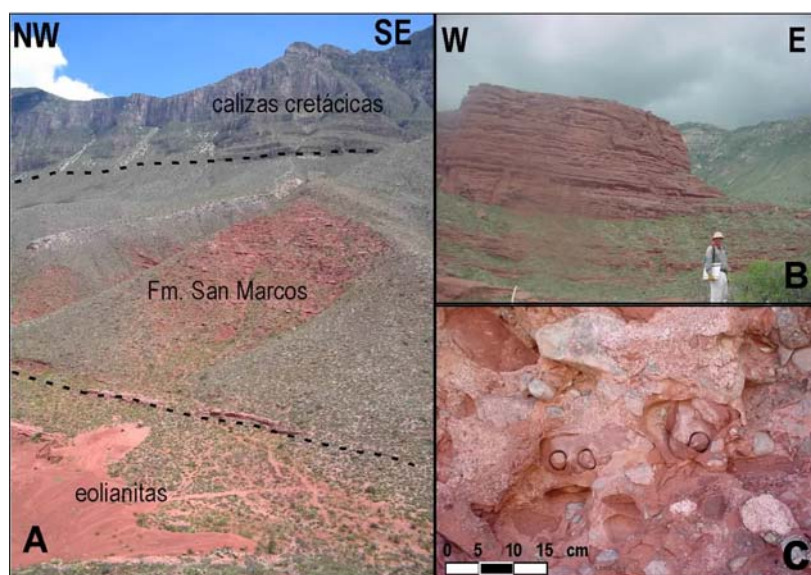


Figura 3.12 A) Afloramiento de la Fm. San Marcos en la parte norte del área; se aprecian los contactos con las eolianitas y las calizas cretácicas; B) pared de más de 50 metros de altura en la parte noreste del área; C) acercamiento a la Fm. San Marcos, se observan en el centro los núcleos de los barrenos para paleomagnetismo en un conglomerado cerca de su base.

Litología y espesor.- La Formación San Marcos en Potrero Colorado tiene menos de la mitad del espesor que se depositó en el valle de San Marcos, es decir unos 400 m (McKee *et al.*, 1990), y está constituida por arenisca de grano fino y conglomerado con clastos que van de pocos centímetros a 20-25 cm. En la parte proximal a la zona de la traza de la FSM, presenta bloques de más de un metro de diámetro y algunos de 40 – 60 cm. En toda la zona está constituida de conglomerado fino y arenisca que en varios lugares se encuentra rellenando paleocanales.

Relaciones estratigráficas.- Se encuentra sobreyaciendo a las capas Colorado con una discontinuidad erosional, estando las capas paralelas, y se encuentra subyaciendo a las rocas carbonatadas cretácicas en un contacto transicional, aflorando en el contacto una zona de arenisca calcárea color verdoso que forma un horizonte muy uniforme en toda el área, correspondiendo esta zona al cambio de ambiente sedimentario de continental a marino en la región.

Edad y Correlación.- La edad de esta Formación ha sido ubicada en el Neocomiano, por su posición estratigráfica debajo de la caliza Cupido de edad Aptiano y por encontrarse en el valle de San Marcos encima de las capas Tanque Cuatro Palmas, donde se localizaron amonites del Tithoniano (McKee *et al.* 1990).

Ambiente de depósito.- Se interpreta a la Fm. San Marcos como un abanico aluvial trenzado, acuñado, y como depósitos de planicie de abanicos que se interponen unos con otros. Las secuencias gruesas de espesores mal definidos, podrían reflejar fallamiento episódico, aunque probablemente son producto de procesos normales en la construcción de abanicos, que en su parte superior parece más una intercalación de depósitos de canal y de planicie de inundación.

3.2.4 Formación Cupido

Definición.- Esta Formación fue definida por *Imlay* (1937) y redefinida por *Humphrey* (1956), describiéndola como una unidad de caliza de color gris de estratificación gruesa, media y delgada, presente en la sierra de Parras, sobreyacida por la Fm. La Peña y limitada en la parte inferior por la Fm. Taraises. La localidad tipo fue designada en la pared norte del cañón El Mimbres, alrededor de 60 km. al sureste de Parras, Coahuila.

Distribución: En el área de estudio se encuentra aflorando en las paredes que se encuentran en los márgenes del Potrero Colorado, y en algunas arroyos que cortan la sierra La Fragua.

Litología y espesor: Está constituida principalmente de caliza gris clara a oscura que debido al intemperismo toma un color gris azulado y sus capas son más gruesas hacia la cima donde alcanza espesores de 2 a 3 m., siendo frecuente en estas capas la presencia de superficies estilolíticas diagenéticas. El espesor en esta zona es de ~200 m (Fig. 3.13).

Relaciones estratigráficas: En el área de estudio la Fm. Cupido sobreyace en un contacto transicional a la Fm. San Marcos y subyace concordantemente a la Fm. La Peña.

Edad y correlación: Según su contenido de fauna que consiste de rudistas y gasterópodos entre otros organismos, se le asignó una edad del Hauteriviano Superior al Aptiano Inferior (*Imlay*, 1937). La Fm. Cupido es correlacionable con la Fm. Tamaulipas Inferior depositada en un ambiente de cuenca así como con las Fms. Pátula y La Mula, de tipo clástico, y con las evaporitas de la Fm. La Virgen de la cuenca de Sabinas.

Ambiente de Depósito.- La sedimentación de ésta Formación se atribuye a un ambiente de plataforma somera, con una barrera del tipo arrecifal, que se desarrolló en dirección hacia el Este de la cuenca de Sabinas. La presencia de oxígeno en aguas con flujos turbulentos generó el alto desarrollo de fauna (*Imlay*, 1937).



Figura 3.13 Pared en la parte noreste del Potrero Colorado, que permite apreciar las formaciones cretácicas del área; la Fm. San Marcos en contacto transicional con la Fm. Cupido, la cual subyace a la Fm. Peña y finalmente en la parte superior la Fm. Aurora.

3.2.5 Formación La Peña

Definición.- Fue definida por *Imlay* (1936) y *Humphrey* (1949), como una unidad compuesta por dos miembros en su localidad tipo de la sierra de La Peña, dentro de la sierra de Parras, Coahuila. El miembro superior está constituido por caliza y el inferior por intercalaciones de caliza y lutita. En general en el noreste de México, la Formación La Peña presenta estratos de delgados a laminares de caliza arcillosa con texturas mudstone-wackestone, que se presentan intercalados con lutita calcárea, bandas y nódulos de pedernal. En ella se encuentra abundante fauna, amonites, gasterópodos, bivalvos y belemnites. Sus contactos superior e inferior con las formaciones Aurora y Cupido son bruscos y concordantes, respectivamente.

Distribución.- En el área de estudio, la Formación La Peña aflora en la sierra La Fragua y en diferentes sierras en el noreste de México. Regionalmente ésta Formación se extiende principalmente en la Sierra Madre Oriental, la cuenca de Sabinas y la porción norte de la península de Tamaulipas. Su importancia estratigráfica radica por ser un indicador litológico, morfológico y faunístico entre las Fms. Cupido y Aurora, las cuales

pueden presentar litologías muy similares entre sí (*Imlay, 1936*). En el área de estudio se localiza en las partes altas de las paredes del Potrero Colorado (Fig. 3.13 y 3.14).

Litología y Espesor.- En el área de estudio se encuentra en zonas topográficas muy elevadas, sin embargo es relativamente fácil el poder identificarla debido a su composición más arcillosa que facilita la erosión de esta, desarrollando puertos de erosión con desarrollo de intensa vegetación entre la caliza Aurora y Cupido. El espesor estimado en la zona es de 10 a 20m.

Edad y Correlación.- Dada su rica fauna de amonites se le ha asignado una edad del Aptiano Superior. Se correlaciona con la Formación Otates presente en la cuenca de Tampico-Misantla y en la sierra de San Carlos, y con la Formación Pearsall de la península de Tamaulipas; con la Formación Las Uvas de la península de Coahuila y con la Formación El Cuchillo del antiguo geosinclinal mexicano.

Ambiente de Depósito.- Esta formación se depositó en un ambiente de facies de plataforma homogénea con sedimentación pelágica y terrígena en aguas someras a profundas (*Humphrey y Díaz, 1956*), representa a un evento transgresivo regional que cubrió por completo el noreste de México incluyendo el Bloque de Coahuila.

3.2.6 Formación Aurora

Definición.- Esta formación fue definida por *Humphrey (1956)*. Está representada por capas de caliza de 1 a 4 m. de color gris claro, densas y compactas. Presenta una marcada estratificación, estilolitas diagenéticas bien desarrolladas y nódulos aislados de hematita y pedernal, así como numerosas cavernas producto de disolución. Su localidad tipo se localiza en la sierra de Cuchillo Parado en el noreste de Chihuahua. En la región subyace concordantemente a la Formación Kiamichi y sobreyace igualmente a la Fm. La Peña.

Distribución.- Regionalmente aflora en la sección del Cedral, en la cuenca de Sabinas, y al Norte de Monclova Coahuila. También se encuentra ampliamente distribuida en la parte central Noreste de la cuenca de Chihuahua, en la Sierra Madre Oriental y, en general, en el Noreste de México. En el área de estudio se encuentra en las zonas más altas de la sierra La Fragua bordeando el Potrero Colorado (Fig. 3.14).

Litología y Espesor.- Esta constituida por caliza color gris claro de textura mudstone–wackestone, estratificación de mediana a gruesa, en algunos lugares se localizaron estilolitas diagenéticas paralelas a la estratificación y abundante macrofauna de rudistas, y colonias de algas. En el área de estudio se calcula un espesor de más de 200 m., considerando su contacto inferior con la Fm. La Peña y que no existe una formación encima de ella. Es posible que este espesor este engrosado debido a fallas de tipo rampa que cambian a ser planas controlando el desarrollo de “*fault bend folds*” que se identificaron en el cañón El Mimbres, en la misma sierra de La Fragua, algunos kms. al este del área de estudio (Chávez-Cabello, 2005).

Relaciones Estratigráficas.- La Fm. Aurora sobreyace a la Fm. La Peña y sobre esta no se encuentra ninguna otra formación en el área de estudio. En el extremo norte de la sierra La Fragua, en la sierra de La Madera y Los Alamitos, sobreyaciendo concordantemente a la Fm. Aurora, afloran lutitas intercaladas con horizontes de yeso que se infiere corresponden a la Fm. Indidura. Por otro lado, en la sierra del Muerto, sierra San Marcos - Pinos y sierra de Agua Chiquita, la Fm. Kiamichi sobreyace de manera concordante a la Fm. Aurora y/o Tamaulipas Superior que es la facies de cuenca de la Fm. Aurora. Con base en lo anterior, lo que hoy aflora en la sierra La Fragua estuvo en un nivel topográfico más elevado.

Edad y Correlación.- Por estudios de micropaleontología, la presencia de *Orbitulina Texana* (Humphrey, 1956) y por su posición estratigráfica se le ha asignado una edad del Albiano Inferior a Medio. Se correlaciona con las Formaciones Tamaulipas Superior y Glen Rose en la península de Tamaulipas, y con la Fm. Acatita en la isla de Coahuila y la cuenca de Sabinas. Por otro lado, Eguiluz (2001) llama a estas mismas rocas Formación Viezca.

Ambiente de Depósito.- Según su litología y fauna estas calizas se depositaron en un ambiente de plataforma de aguas someras tranquilas con desarrollo de facies arrecifales.

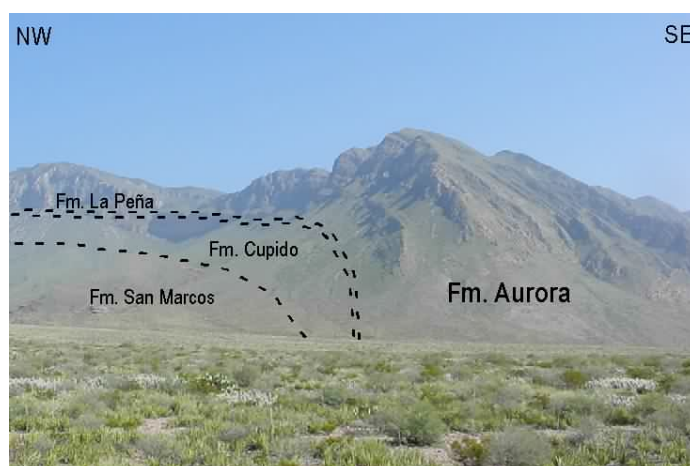


Figura 3.14 A) Formación Aurora en la parte sureste del área de estudio. Se aprecia el pliegue anticlinal que conforma la parte sur de la Sierra La Fragua. También se ubican los contactos de las formaciones La Peña, Cupido y San Marcos, aunque estos están en parte siendo cubiertos por aluvión.

3.2.7 Brecha calcárea del Terciario

Definición.- En el área se pudo apreciar que existe una brecha calcárea que se encuentra coronando algunas pequeñas mesetas o cerros al interior del Potrero Colorado. Se interpreta que esta brecha se formó a partir de la erosión depósito y cementación de clastos derramados de las rocas calcáreas de los escarpes formados por las Fms. Aurora y Cupido. Los espesores masivos y la resistencia a la erosión de estas brechas ha permitido que se preserven las rocas poco consolidadas del Neocomiano (Fm. San Marcos) y Jurásico (capas Colorado), generando estas un relieve inverso en la zona.

Distribución.- Las mesetas presentes en la parte interior del Potrero Colorado (Fig. 3.15), son comunes en otras localidades como valle de San Marcos, y en la parte oeste y este del valle de Cuatro Ciénegas, entre la Sierra de la Fragua y la Sierra de la Madera, así como entre las sierras de San Marcos – Pinos y sierra de Agua Chiquita, respectivamente. Debido al grado de cementación de las brechas que constituyen a las mesetas, estas presentan en sus bordes escarpes abruptos producto de la erosión, distinguiéndose claramente de los materiales aluviales no consolidados del Cuaternario.

Litología y espesor.- Las brechas están compuestas básicamente de clastos angulosos de rocas calcáreas cementados por carbonato de calcio (Fig. 3.15). Los clastos son de diferentes tamaños, variando desde bloques de 80 cm o mayores, siendo la mayoría de decenas de centímetros hasta de unos pocos milímetros (Fig. 3.15B y 3.15C). El espesor se estima en alrededor de 40 a 50 m.

Relaciones estratigráficas.- En el área de estudio, principalmente, las brechas calcáreas sobreyacen discordantemente a rocas de la Fm. San Marcos, capas Tanque Cuatro Palmas y a las capas Colorado. Sin embargo, fuera del área de estudio pueden aflorar de manera discordante encima de cualquier formación más antigua que ellas.

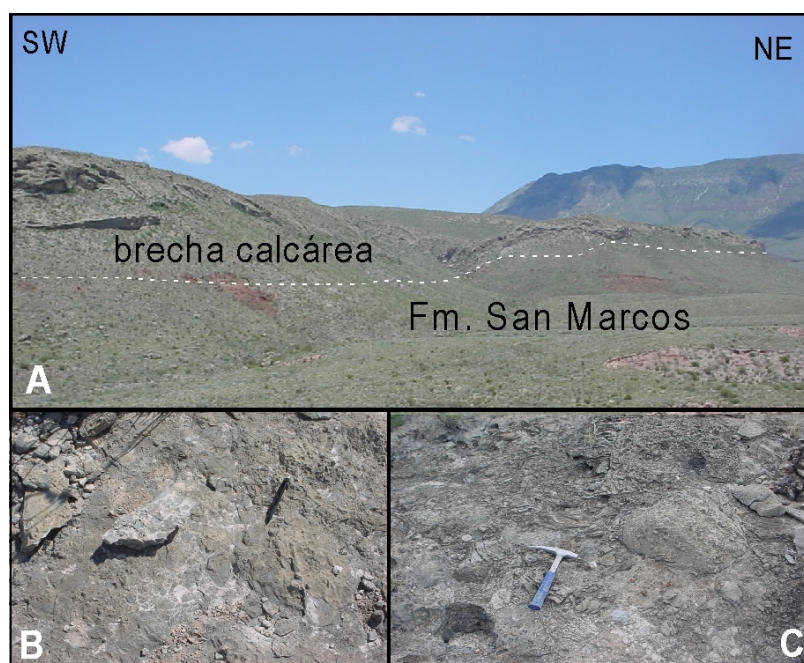


Figura 3.15 A) Brecha calcárea terciaria cementada por carbonato de calcio que constituye las mesetas principales localizadas en la parte interna de Potrero Colorado; B) y C) acercamientos a la brecha (pluma y pica como escala).

Edad y Correlación.- Se le asigna tentativamente una edad del Paleógeno Superior a Neógeno Inferior, ya que se interpreta que el relieve principal del área de estudio fue adquirido durante la deformación Laramide que finalizó en la parte central de Coahuila entre los 41 y 39.5 Ma. (Chávez-Cabello, 2005).

3.2.8 Coluvión y aluvión

El aluvión se encuentra relleno de los valles y arroyos del área. El coluvión aflora sobre todo en las pendientes fuertes al pie de los escarpes del Potrero Colorado, en muchas ocasiones ocultando los contactos formacionales y conformando abanicos de materiales no consolidados. El aluvión está compuesto de grabas inmaduras de composición predominantemente calcárea, que presenta una pobre clasificación y consolidación. En las

partes más bajas y en los lechos de los arroyos, existen terrazas aluviales conformadas primordialmente de arena y limo de color rojo a naranja intenso, derivado de la erosión de las capas Colorado y de la Formación San Marcos, que también es parte de los lechos rojos. En esta tesis se considera que todos los depósitos no consolidados son del Cuaternario.

En la parte sur, ya fuera del área de estudio, sobre los accesos al Potrero es conveniente mencionar la existencia de abanicos aluviales en los que se han depositado gran parte de los materiales erosionados del Potrero Colorado. Algunos de estos abanicos llegan a tener más de 5 km de diámetro.

El espesor del aluvión dentro del área es variable, desde un par de metros en algunas zonas hasta un poco más de 20 metros en el fondo de algunos arroyos. En el mapa 1:25,000 (Anexo I), se han agrupado en una sola unidad estos tipos de depósitos.

3.3 Estructuras Principales

3.3.1 Falla San Marcos

En la parte sur del área de estudio cruza la traza de la FSM sobre la falda norte de la sierra Alargada (Fig. 3.16), ya que en esta zona están en contacto lechos rojos jurásicos de las capas Tanque Cuatro Palmas con intercalaciones de yeso y caliza cretácica. Debido al intemperismo de las rocas sobre la traza de falla, no se lograron encontrar espejos de falla importantes, salvo fallas inversas menores de alto ángulo dentro de la caliza; sin embargo, el contacto estructural discordante de las dos unidades es muy representativo, así como el que a partir de este contacto hacia el norte aflora la Fm. San Marcos, que se habría depositado por reactivación con componente normal de la FSM durante el Neocomiano. Una descripción de la historia tectónica de la FSM se discutió en el capítulo dos.

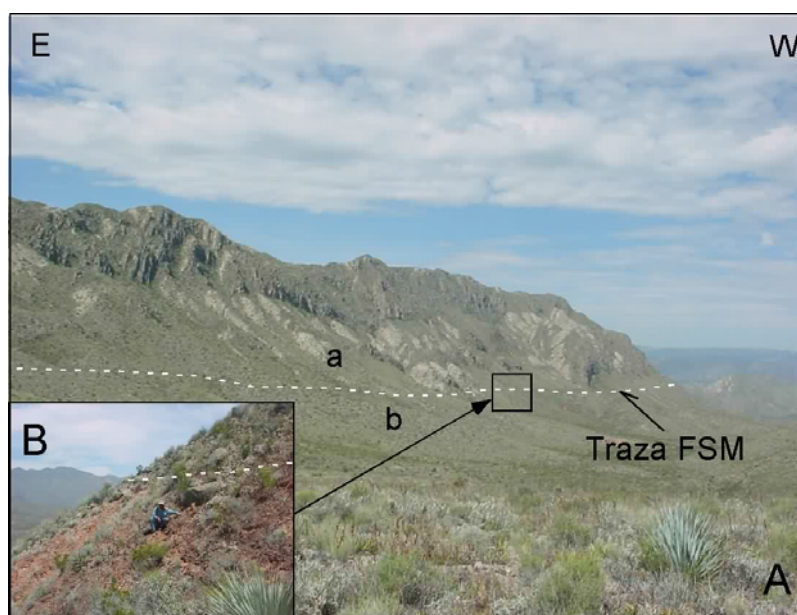


Figura 3.16 A) Sierra Alargada, que limita en la parte sur al Potrero Colorado. La línea marca la traza de la Falla San Marcos, que pone en contacto rocas jurásicas con las calizas cretácicas arrecifales. Las zonas blancas de la foto son yesos de la formación Acatita, a = alto, b = bajo. B) acercamiento a la zona de contacto.

3.3.2 Fallas secundarias

En el área de estudio se encuentran una serie de fallas normales con dirección esencial NE-SW, estas fallas cortan a las lutitas y areniscas jurásicas así como también a la Fm San Marcos formando fallas con arreglo en dominó así como fosas y pilares. Las fallas desplazan las rocas varios metros, poniendo en contacto abrupto las litologías de las eolianitas y la Fm. San Marcos. Las fallas pueden apreciarse bien en la parte central del área de estudio, estando estas ocultas en la parte sur, donde se encuentran cubiertas por el conglomerado calcáreo terciario. Estas fallas son esencialmente paralelas y tienen una distancia de separación de entre 500 y 100 m. En el área se pudieron reconocer al menos 10 de estas fallas, las cuales tienen extensiones que van de 3 a 6 km. (Fig. 3-18). No presentan muchos indicadores cinemáticos, lo cual se explica por la litología de las mismas, siendo principalmente fracturas *riedel* y en algunas ocasiones estrías. Las fallas tienen preponderantemente ángulos de 60° indicando que fueron en origen normales, aunque en algunas de ellas las fracturas *riedel* indican reactivaciones con componente lateral derecha y lateral izquierda en algunas casos. Estos desplazamientos son pequeños, del orden de centímetros.

Otra característica de las fallas es que solo cortan a las rocas jurásicas (capas Tanque Cuatro Palmas y capas Colorado) y cretácicas (Fm. San Marcos), quedando cubiertas por los depósitos superiores de la Fm San Marcos y no cortan a las calizas cretácicas, lo que restringe la temporalidad de las mismas a un tiempo pre-Neocomiano. Además de estas fallas de escala de kilómetros, también se encontraron fallas con esta misma dirección en escala de metros, de comportamiento normal y con dirección NW-SE. Se levantaron *estaciones de falla* sobre muchas de estas fallas, las cuales se describen con mayor detalle en el capítulo 7 de Geología Estructural.

3.3.3 Anticlinal Sierra La Fragua

Sobre la parte sur de la sierra de La Fragua se encuentra un anticlinal que invierte las capas de caliza cretácica. Este anticlinal fue creado durante la orogenia Laramide, que plegó y en algunos lados duplicó la secuencia de roca caliza en la zona, como se observa en el cañón del Mimbres, uno de los cañones de la sierra La Fragua que se encuentran fuera del área de estudio (Chávez-Cabello, 2005).

En el área de estudio la sierra Alargada representa su flanco sur, en donde las capas están casi verticales, siendo el remanente del anticlinal de La Fragua y que limita al Potrero Colorado en su parte sur. Es un pliegue asimétrico clásico con un flanco vertical a invertido en el sur con un flanco inclinado suavemente hacia el norte (Anexo I). Hacia el oeste y este de Potrero Colorado la inclinación del flanco sur disminuye en posición normal hasta alcanzar sus zonas de terminación periclinal.

El eje del anticlinal tiene la orientación de la sierra La Fragua WNW-ESE y se extiende en todo el frente de la sierra, no aflorando más rocas cretácicas hacia el sur, hasta la sierra de Los Alamitos, encontrándose entre estas dos sierras el valle conocido como “valle El Hundido” (Fig. 3.17), que es una estructura sinclinal compleja.

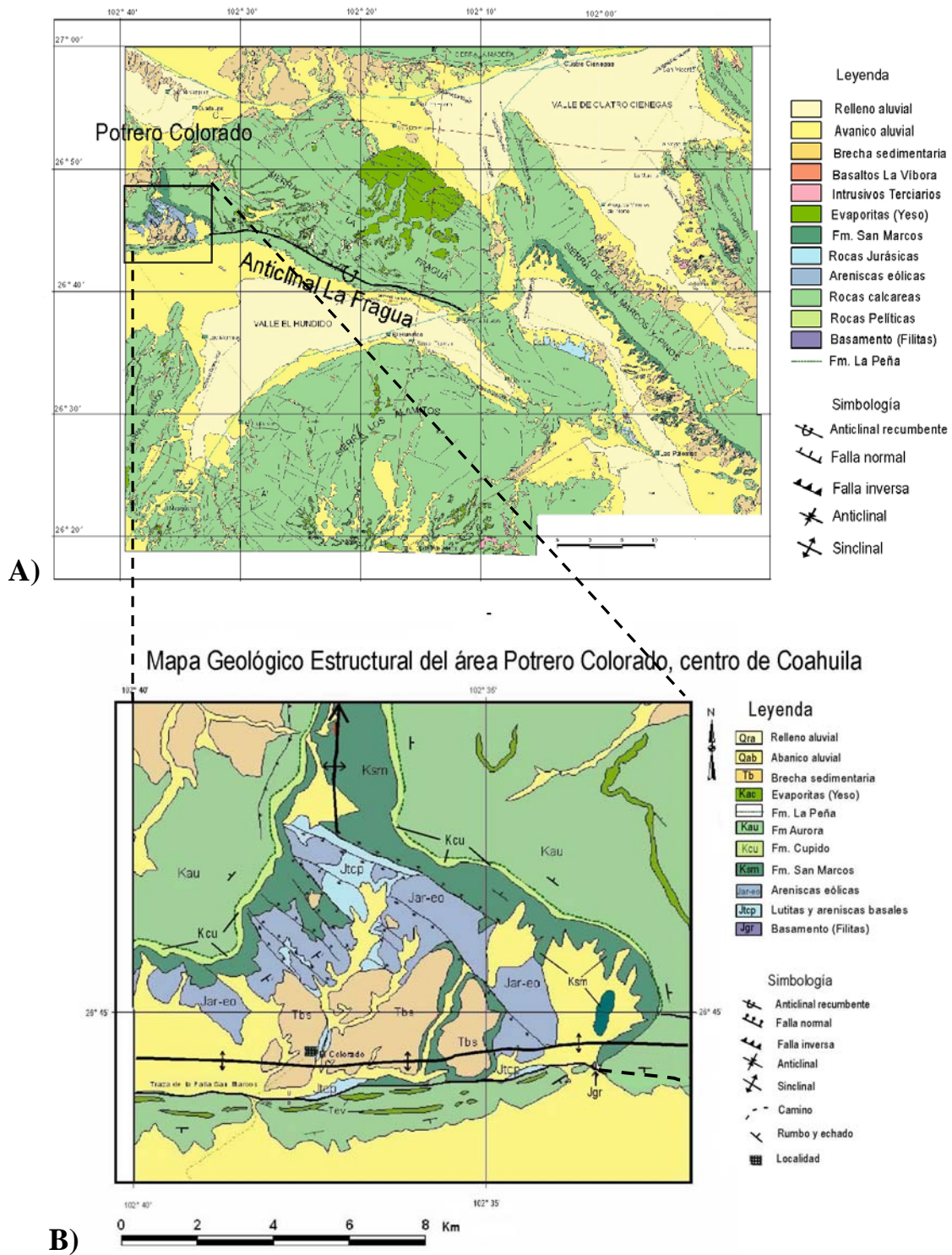


Figura 3.17 A) Mapa geológico regional donde se aprecia la sierra de La Fragua y el anticlinal de La Fragua, el cual sigue la traza de la FSM en la zona. (Tomado de *Fitz et al.* 2004 y *Chávez-Cabello,* 2005). B) Mapa geológico de Potrero Colorado, donde se aprecia el anticlinal de La Fragua, La traza de la Falla San Marcos y el fallamiento normal con dirección NW-SE preponderante en la parte central del área.

CAPITULO IV

EL CAMPO GEOMAGNETICO Y EL MAGNETISMO DE LAS ROCAS

4.1 Introducción

Una parte importante de esta tesis está relacionada con la obtención de los registros del campo geomagnético en el pasado, por lo que es importante tener un conocimiento de este campo para entender y acotar las interpretaciones basadas en sus registros. La primera parte de este capítulo trata de la información básica del campo geomagnético en términos de estructura, origen, comportamiento y variabilidad.

De igual manera, para poder entender e interpretar de una forma más completa los resultados del paleomagnetismo, que tiene sus principios básicos en el magnetismo de las rocas, es importante tener un conocimiento general de cómo los minerales magnéticos registran el campo geomagnético. La segunda parte de este capítulo presenta una introducción a las propiedades magnéticas de los minerales, con un énfasis en los minerales magnéticos.

4.2 El Campo Geomagnético

4.2.1 Estructura del Campo Geomagnético

El Campo Geomagnético en un 80% - 90%, puede ser aproximado a un campo dipolar magnético (Fig. 4.1), con los ejes del dipolo inclinado $\sim 11^\circ$ con el eje de rotación de la Tierra. Los dos polos donde los ejes imaginarios del dipolo intersectan la superficie de la Tierra (en los hemisferios norte y sur) son conocidos como los polos geomagnéticos, estos son diferentes de los dipolos magnéticos, los cuales son definidos como los dos puntos en la Tierra donde el campo es vertical (*Merrill et al.* 1998). La diferencia entre la ubicación de los polos magnéticos y geomagnéticos es generada por el hecho que el campo magnético de la Tierra no es completamente dipolar. Esta diferencia es causada por el campo no dipolar, el cual es el causante del restante $\sim 20\%$ -10% del

campo magnético de la Tierra. Tanto el campo dipolar como el no-dipolar varían significativamente en el tiempo.

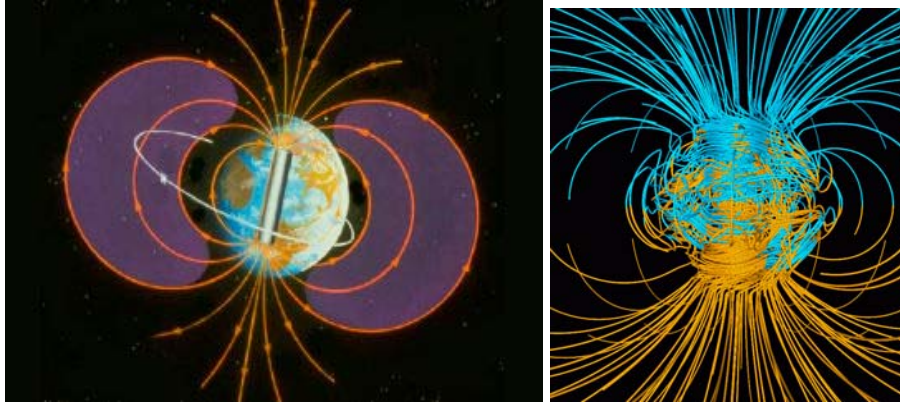


Figura 4.1 a) El Campo magnético de la Tierra, donde se representa en su forma tradicional como una barra imantada en el centro de la Tierra. b) Campo magnético generado con el modelo matemático del dínamo de *Glatzmaier-Roberts* (1996) en un tiempo en que el campo presenta magnetización normal. Las líneas azules representan al campo que se dirige hacia el interior, y las amarillas hacia el exterior (Tomado de *Glatzmaier-Roberts*, 1996).

El aporte del campo no dipolar al campo geomagnético varía sobre la superficie de la Tierra y puede ser muy grande en numerosas ocasiones. Sin embargo, de acuerdo con la teoría del Dipolo Geocéntrico Axial (DGA), si los efectos del campo no dipolar y las variaciones del campo polar se promedian sobre un período de tiempo suficientemente largo, este dipolo coincidirá casi perfectamente con el eje de rotación de la Tierra (*Butler*, 1992).

4.2.2 Origen del Campo Geomagnético

El estudio del campo geomagnético y sus variaciones espaciales y temporales es una de las disciplinas más antiguas de la geofísica, que se ha llevado a cabo desde hace aproximadamente 400 años. Sin embargo, aun no existe una certeza sobre el mecanismo responsable de su generación. La idea más aceptada es que corrientes eléctricas que fluyen en el núcleo exterior de la tierra causan una forma de inducción electromagnética la cual es auto mantenida de alguna manera: el geodínamo.

El modelado del geodínamo es un asunto complejo que requiere del tratamiento de ecuaciones diferenciales parciales térmicas, eléctricas e hidrodinámicas (Jacobs, 1994). Tratados acerca de la teoría del geodínamo pueden ser encontradas en varios textos (e.g. Merrill and McElhinny, 1983; Merrill et al., 1998, Glatzmaier 1996). El análisis del geodínamo es un asunto que va más allá del tratado de esta tesis.

4.2.3 Representación Vectorial del Campo Geomagnético

El Campo Geomagnético es expresado como una cantidad vectorial, que por definición tiene una dirección y una magnitud. En un punto dado de la superficie de la Tierra, puede calcularse la posición geográfica aparente de los polos magnéticos. Convencionalmente el campo geomagnético es representado usando las siguientes mediciones:

- Declinación (*Dec*).- El ángulo entre el norte geográfico y la componente horizontal del campo, el cual varía de 0° a 360° en el sentido de las manecillas del reloj. Usando el modelo del DGA, la declinación será de 0° en tiempos de polaridad normal, y 180° en tiempos de polaridad inversa;
- Inclinação (*Inc*).- Es una medida de la desviación vertical del campo, con respecto al plano horizontal y varía entre +90° y -90°, donde, por convención, hacia abajo es positivo durante tiempos de polaridad normal y viceversa. Aplicando el modelo del DGA, la inclinación es constante con la variación de la longitud, pero varía con la latitud de acuerdo con la relación:

$$\tan Inc = 2 \tan \lambda$$

donde λ es la latitud geográfica;

- Intensidad (*F*).- Es la fuerza del campo.

Dec, *Inc* y *F* describen completamente el campo geomagnético en cualquier punto de la Tierra. *F* puede ser expresada en términos de sus componentes horizontal (*H*) y vertical (*Z*). Estas pueden ser resueltas posteriormente en un sistema de coordenadas cartesianas

donde X es la componente del norte (geográfico) y Y es la componente ortogonal (este; Fig. 4.2).

Cada componente tiene una relación sencilla con otra componente de la siguiente forma:

$$H = F \cos Inc$$

$$Z = F \sin Inc$$

$$\tan Inc = Z/H$$

$$X = H \cos Dec$$

$$Y = H \sin Dec$$

$$\tan Dec = Y/X$$

$$F^2 = H^2 + Z^2 = X^2 + Y^2 + Z^2$$

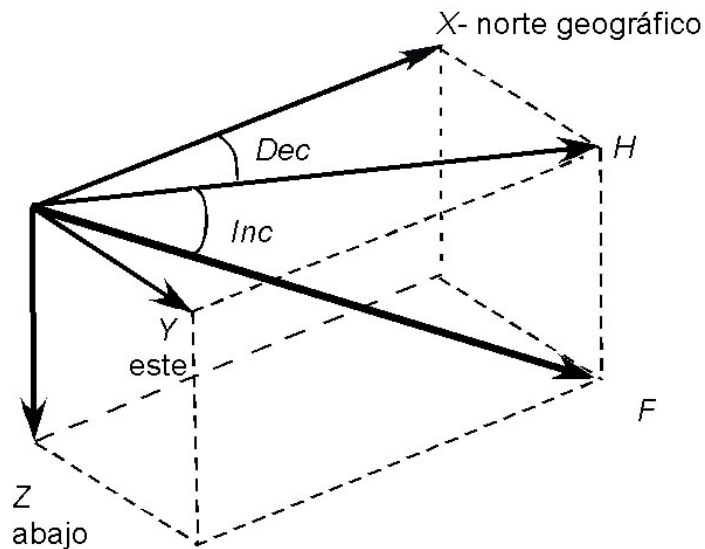


Figura 4.2 Representación vectorial de las direcciones del Campo Geomagnético; F es el vector del Campo Geomagnético; H es la proyección horizontal del vector F y Z la proyección vertical del mismo. El vector H se puede descomponer en los vectores X y Y para obtener una referenciación ortogonal del vector F .

4.2.4 Comportamiento del Campo Geomagnético

La variación en declinación con el tiempo fue notada por Henry Gellibrand en 1634 (Merrill et al., 1998). Desde entonces se han definido un número de características variables del campo magnético de la Tierra, entre las cuales se encuentran la variación

secular, las inversiones del campo magnético y las excursiones, las cuales se describen a continuación.

4.2.4.1 Variación Secular (VS)

El campo geomagnético varía en términos de magnitud y dirección sobre escalas de tiempo que varían de minutos a millones de años. La mayoría de las variaciones que ocurren sobre períodos de tiempo < 1 año son debidas normalmente a corrientes eléctricas en la ionosfera y la magnetosfera, es decir, vienen de fuentes externas. Tales fluctuaciones relativamente rápidas, de baja magnitud, se combinan con cambios significativamente menores que toman lugar sobre períodos de decenas a millones de años. Estos cambios lentos casi invariablemente se generan del campo geomagnético (fuerzas internas) y, consecuentemente, están frecuentemente referidas como variaciones seculares geomagnéticas (VS; *Merrill et al.*, 1998).

La VS se puede investigar utilizando archivos históricos de alta resolución de mediciones directas del campo geomagnético, tomados de localidades a través de todo el mundo. Por supuesto, tales archivos solo cubren los más recientes cientos de años y no están distribuidos de manera uniforme sobre la superficie terrestre, por lo tanto su utilidad para estudiar la VS es limitada. Sin embargo, registros geomagnéticos adicionales de alta resolución están disponibles en secuencias sedimentarias de lagos y materiales arqueológicos, los cuales pueden ser leídos utilizando técnicas paleomagnéticas. La combinación de estos archivos ha generado razonablemente buena información en el comportamiento de VS y sus componentes constituyentes sobre el tiempo, aunque no en el espacio.

Dado que el campo geomagnético está representado como la suma de los campos dipolar y no dipolar, se produce una VS como efecto de los cambios en cualquier campo.

Los datos históricos sugieren de manera importante que la intensidad del campo dipolar ha disminuido en los pasados 400 años (Fig. 4.3 y 4.4). *Rikitake y Honokura* (1985) observaron que la relación de decaimiento parecía haberse incrementado en los últimos 100 años. La figura 4.4 muestra que sobre el mismo período de tiempo parece haber un pequeño desplazamiento hacia el oeste de los ejes dipolares (como lo representa la migración de la posición del polo norte geomagnético). Varios investigadores han

calculado que este desplazamiento ocurre entre 0.05° a 0.1° por año (Nagata, 1965; McDonald and Gunst, 1968; Fraser-Smith, 1987; Barton, 1989). Obviamente tales movimientos causarían una variación en las componentes direccionales del campo.

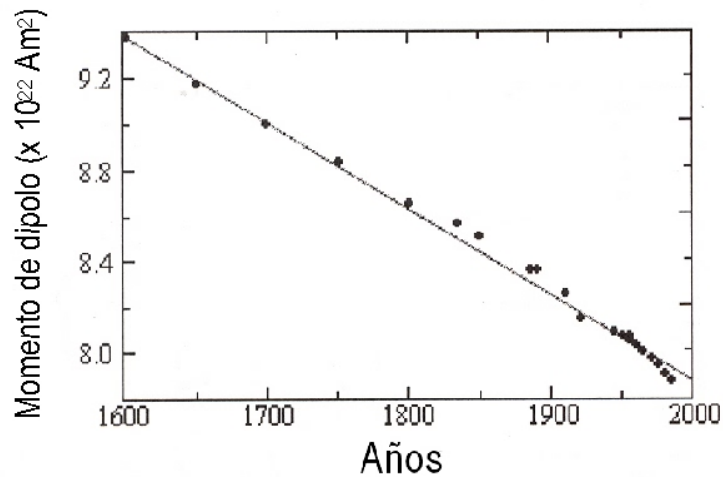


Figura 4.3 Decaimiento de la intensidad del campo dipolar en los últimos 400 años (Tomado de Merrill et al. 1998).

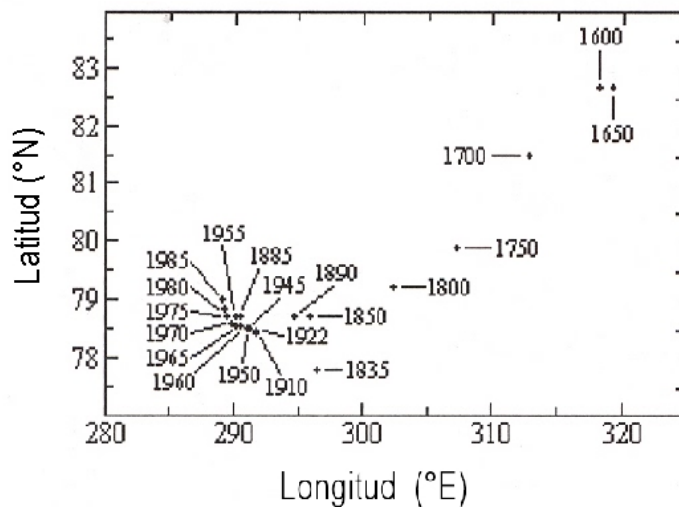


Figura 4.4 Movimiento del polo norte geomagnético en los últimos 400 años (Tomado de Merrill et al. 1998).

Comparando las características de posición de una componente (horizontal o vertical) del campo no dipolar en diferentes gráficas isomagnéticas es posible detectar la variación geográfica del campo no dipolar. La figura 4.5 compara las componentes verticales del campo no dipolar para 1930 y 1990. Puede apreciarse que, al igual que las

Capítulo IV. El Campo Geomagnético y el Magnetismo de las Rocas

variaciones en intensidad, la ubicación de algunas características no dipolares ha cambiado hacia el oeste en el tiempo, particularmente en las regiones del Atlántico. *Bullard et al. (1950)* calcularon una velocidad promedio de deriva hacia el oeste del campo no dipolar de 0.18° por año. Con estas bases un recorrido completo de la Tierra tardaría dos mil años. Cambios significativos de altos y bajos en la intensidad del campo no dipolar tendrán un efecto en las direcciones locales del campo geomagnético.

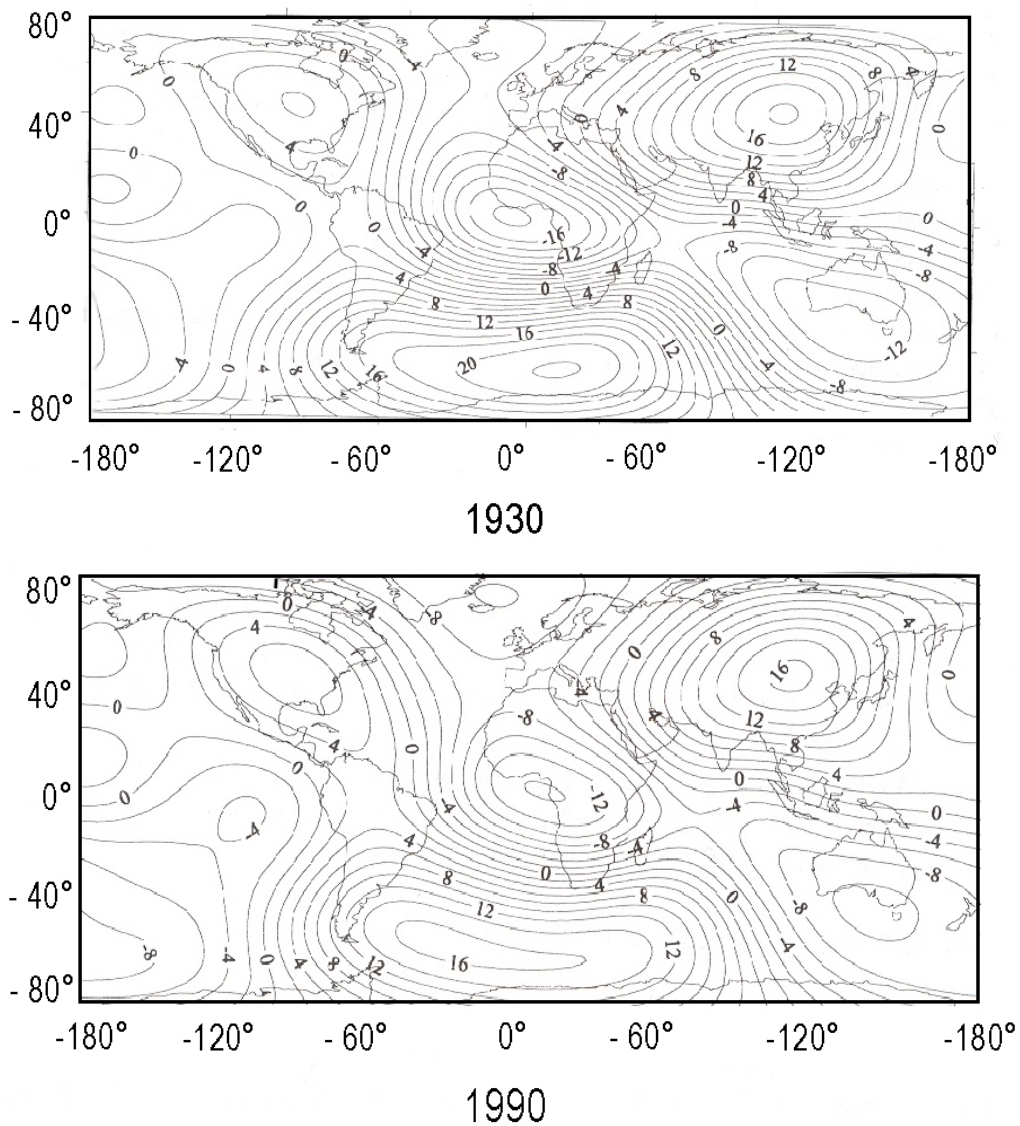


Figura 4.5 Cartas isométricas de la componente vertical del campo no dipolar para los años 1930 y 1990. Las unidades de los contornos en 10^3 nT., y los grados son longitud este y oeste y latitud norte y sur (Tomado de *Merrill et al. 1998*).

Capítulo IV. El Campo Geomagnético y el Magnetismo de las Rocas

En resumen, los datos históricos sugieren que tanto el campo dipolar como el no-dipolar varían con el tiempo en términos de intensidad y dirección, de esta forma influyendo sobre los cambios en la VS. Las variaciones del campo dipolar parecen ser el factor limitante en términos de periodicidad de los ciclos de variación secular paleomagnéticos.

Por lo tanto, con la finalidad de promediar la VS de forma que los datos paleomagnéticos puedan ser correctamente comparados con el modelo del DGA, los registros geomagnéticos deben cubrir un periodo de tiempo lo suficientemente largo para promediar la varianza del campo dipolar. Investigaciones en la morfología del movimiento del polo geomagnético norte hechas por *Ohno y Hamano* (1992) han mostrado que cuando se promedia la VS sobre los últimos 10,000 años, la posición del eje del dipolo se aproxima al eje de rotación. Con estas bases *Merrill et al.* (1998) propusieron que 10,000 años es el tiempo de espacio mínimo requerido para promediar la variación secular de forma que los resultados paleomagnéticos puedan ser directamente comparados con el modelo del DGA. Esta propuesta asume que 10 kyr es representativo del campo geomagnético en un tiempo suficientemente largo. Dado lo espaciado de los datos de los registros geomagnéticos significativamente importantes, el incremento en la confiabilidad de los datos direccionales solamente será alcanzado llevando a cabo investigaciones de un registro geomagnético que representen un periodo de tiempo de uno o dos órdenes de magnitud mayores que 10 000 años (*Pollard*, 1999).

4.2.4.2 Inversiones del Campo Geomagnético

A principio del siglo 20 los estudios realizados por varios investigadores probaron que numerosas muestras de rocas provenientes de todas partes del mundo mostraban direcciones de magnetización que eran aproximadamente antiparalelas al actual campo normal. Tales rocas se dice que presentan una magnetización “*reversa*”.

Aunque se ha mostrado que algunas rocas tienen propiedades de autorevertirse, aparentemente son muy raras las ocurrencias de tales rocas (*Jacobs*, 1994). Por lo tanto, la mayoría de las rocas magnetizadas de forma reversa, podrían ser solamente el reflejo del campo geomagnético al tiempo de formación, es decir, el campo magnético tiene la habilidad de cambiar de polaridad. El estudio de los perfiles de las anomalías magnéticas

Capítulo IV. El Campo Geomagnético y el Magnetismo de las Rocas

marinas de rocas volcánicas radiométricamente datadas ha llevado a la acumulación de suficientes datos para realizar una escala de polaridad del tiempo (*Mankines and Dalrymple, 1979; Cande and Kent, 1992, 1995*), la cual define periodos de polaridades normales y reversas. Dentro de la escala de tiempo de polaridad, a los largos periodos de tiempo, en donde el campo geomagnético exhibe una polaridad determinada, se les define como *épocas*. La frecuencia de las inversiones del campo es variable, aunque las épocas típicamente duran alrededor de 500 000 años (*Verosub and Banerjee, 1977, Merrill et al., 1998*).

Aparentemente no existe una definición universalmente aceptada acerca de lo que constituye una polaridad normal e inversa, Sin embargo, para los últimos 10 – 20 millones de años *Merrill (1997)* definió una polaridad reversa cuando el polo norte magnético se encuentra al sur de la latitud 50° S y la polaridad normal cuando se encuentra al norte de 50° N.

Las evidencias de los registros geomagnéticos sugieren que los cambios en polaridad toman lugar gradualmente, es decir, los polos magnéticos atraviesan el globo latitudinalmente sobre periodos de tiempo de ~2 000 a 8 000 años (*Merrill et al., 1998*).

Los mecanismos responsables de los cambios de polaridad no están completamente entendidos, pero se originan de procesos que ocurren dentro del interior de la Tierra. Sin embargo, existen modelos que intentan explicar este fenómeno. Tales modelos pueden normalmente ser agrupados en dos clases generales: ya sea modelos de “*decaimiento libre*” o modelos de “*inversión dinámica*”. De una manera muy sencilla, los modelos de decaimiento libre involucran el decaimiento gradual y el cese eventual del campo magnético producido por corrientes de convección dentro de la Tierra. En los modelos de inversión dinámica, el cese del campo no es un requisito (*Merrill et al., 1998*).

El campo geomagnético promedio en el tiempo corresponde al DGA durante periodos de polaridades tanto normal como reversa (*Butler, 1992*). Por lo tanto, las direcciones paleomagnéticas promediadas en el tiempo que representen intervalos de polaridad normal y reversa deben ser antipodales, dentro del grado de incertidumbre de determinación de ese promedio. En teoría entonces, las direcciones paleomagnéticas reversas pueden ser combinadas con direcciones normales al cambiar el signo de la *Inc* y

añadirles 180° a la *Dec*. Pruebas estadísticas de naturaleza antipodal de direcciones normal e inversa son comúnmente utilizadas para determinar si pueden o no ser combinadas (*McFadden and McElhinny*, 1990).

En contraste, las direcciones de campo que representan la fase transicional son incompatibles con el modelo del DGA. Por lo tanto, tales direcciones registradas por materiales naturales pueden tener significativas implicaciones de detrimento donde el promedio de las direcciones a ser comparadas con el modelo del DGA son críticas. Afortunadamente, la naturaleza notable de las direcciones transicionales en los grupos de datos de un tamaño significativo tienden a facilitar su exclusión de, por ejemplo, el cálculo de paleopolos.

4.2.4.3 Excursiones

Las excursiones del campo geomagnético son esencialmente cambios breves de la dirección del campo respecto a la dirección polar prevalente. Las excursiones difieren de las inversiones en que el campo eventualmente regresa a la polaridad que existía antes de la excursión. Como las evidencias de las excursiones geomagnéticas vienen de investigaciones paleomagnéticas, se han establecido definiciones más formales. *Merrill et al.* (1998) definen que una excursión ha ocurrido cuando el polo geomagnético se aleja más de 45° de su posición promedio en el tiempo para esa época y no tiene asociada una transición de polaridad.

Cox et al. (1965) sugirieron que las excursiones representan inversiones de campo abortadas. Como esta propuesta no ha sido sostenida exitosamente ni desechada es actualmente un punto en debate (*Jacobs*, 1994).

Al igual que en muchos aspectos del geomagnetismo, las explicaciones de las excursiones magnéticas son numerosas. *Merrill et al.* (1998) sugieren tres posibles explicaciones para el comportamiento de las excursiones:

- 1.- El campo dipolar presenta un dramático cambio en dirección;
- 2.- El campo dipolar principal decrece en fuerza y el campo no dipolar se convierte en más dominante.
- 3.- Una componente no-dipolar dramáticamente incrementa su fuerza.

Debido a que los puntos 1 y 2 implican un fenómeno global, debería, en teoría, ser relativamente fácil probar estas hipótesis de los registros paleomagnéticos. Sin embargo, la correlación entre los sitios distribuidos globalmente es en realidad una tarea difícil. Problemas tales como inexactitudes geocronológicas, diferencias en los mecanismos de registros y errores de muestreo, contribuye de forma negativa para poder esclarecer el origen de las excursiones paleomagnéticas.

Al igual que con la direcciones transicionales, los datos de direcciones que representan excursiones no deben ser utilizados para calcular los promedios de los campos geomagnéticos para ser comparados con el modelo del DGA. Sin embargo, esto asume que las excursiones no representan formas extremas de variación secular.

4.2.5 Resumen del Campo Geomagnético

El campo magnético de la Tierra en su totalidad es la suma de sus constituyentes dipolar y no-dipolar. Adicionalmente, el campo también puede ser considerado en términos de sus componentes vectoriales, la orientación del cual es de interés primario en los trabajos de paleomagnetismo.

Han sido definidos tres tipos de comportamiento que necesitan ser tomados en consideración cuando se analizan estadísticamente los resultados paleomagnéticos. Las direcciones de inversión de campos pueden ser utilizados dentro de las estadísticas de Fisher para análisis de direcciones, dado que la población de datos de polaridad normal e inversa son antipodales. Contrariamente, las direcciones medidas que representan excursiones y transiciones de polaridad deben ser excluidas de los cálculos ya que el modelo del DGA no las toma en consideración.

Dado que las direcciones inversas pueden ser comparadas correctamente con direcciones de polaridad normal, y que las direcciones de las excursiones pueden ser eliminadas del grupo de datos, la variación secular es la única variable del campo que necesita ser promediada de forma que los resultados de las direcciones calculadas puedan ser comparadas con el modelo de DGA. Para hacer esto es necesario tener datos suficientes que sean representativos de campo geomagnético sobre un espacio de tiempo al menos de 10,000 años, pero preferiblemente mayor.

4.3 El Magnetismo de las Rocas

Cuando una roca se forma, normalmente adquiere una magnetización paralela al campo magnético ambiental (normalmente el campo magnético de la Tierra), y ésta magnetización es conocida como “*magnetización primaria*”. Esta magnetización primaria da información de la dirección e intensidad del campo magnético en el cual se formaron las rocas. Sin embargo, las rocas adquieren magnetizaciones posteriores a su formación, que son denominadas “*magnetizaciones secundarias*”. Estas magnetizaciones “enmascaran” la magnetización primaria, que es indispensable poder caracterizar, para poder tener aceptables resultados en los estudios paleomagnéticos.

La magnetización que una roca puede adquirir depende de los materiales que la componen, por lo que se describe, de manera general, los procesos internos que suceden en los materiales para adquirir el magnetismo.

4.3.1 Propiedades Magnéticas de los Sólidos

El movimiento de una carga eléctrica produce un campo magnético. Por lo tanto, todos los átomos tienen un momento de dipolo elemental producido por el movimiento de los electrones, los momentos dipolares pueden ser producidos por el movimiento de los electrones de dos formas: primero por los movimientos de los espines de los electrones sobre sus propios ejes, y segundo por el movimiento orbital sobre su núcleo padre. Subsecuentemente, todas las sustancias pueden ser consideradas como magnéticas a nivel atómico, aunque diferentes sustancias exhiben diferentes tipos de magnetización dependiendo de su composición química.

4.3.1.1 Diamagnetismo

En materiales puramente diamagnéticos, las capas de los electrones están completas, de forma que los momentos dipolares de los espines están apareados y por lo tanto se cancelan unos a otros. La aplicación de un campo a tales materiales altera el movimiento orbital de los electrones para producir una pequeña magnetización inducida, opuesta a la dirección del campo aplicado. Esta magnetización depende linealmente del campo aplicado y una vez eliminado la magnetización desaparece (*Butler, 1992*).

El diamagnetismo es una respuesta que muestran todos los materiales. Sin embargo, para sustancias cuyos átomos poseen momentos dipolares, su efecto está dominado por los de los campos magnéticos sobre los momentos dipolares atómicos.

La susceptibilidad magnética χ para un material diamagnético, a diferencia de otras formas de magnetismo, es negativa e independiente de la temperatura (Fig. 4.6a).

Minerales diamagnéticos son los feldespatos y el cuarzo (SiO_2), en donde un valor típico para este último es de $\sim 10^{-6}$ en unidades cgs ($\sim -0.8 \times 10^{-7}$ SI).

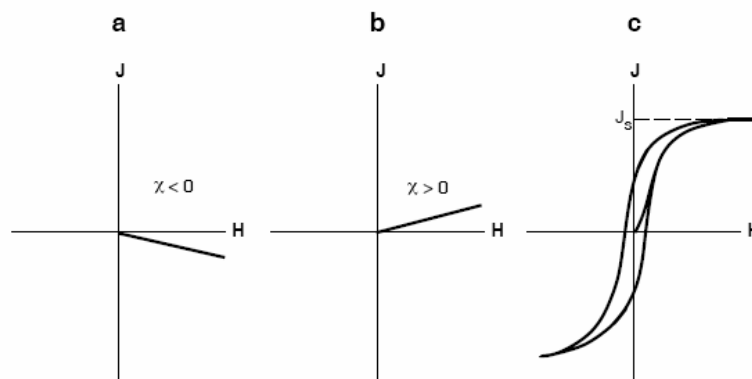


Figura 4.6 **a)** Magnetización J contra campo magnético H , para una sustancia diamagnética; la susceptibilidad magnética es una constante negativa. **b)** J contra H para una sustancia paramagnética; la susceptibilidad magnética es una constante positiva y **c)** J contra H para una sustancia ferromagnética, la ruta de magnetización muestra histéresis (es irreversible) y la susceptibilidad magnética no es una constante simple (Tomado de *Butler* 1992).

4.3.1.2 Paramagnetismo

Los átomos en los sólidos paramagnéticos tienen momentos magnéticos dipolares, estos momentos se generan porque estos materiales tienen orbitales con electrones incompletos, y como una consecuencia, espines de electrones no-compensados, pero no existe interacción entre los momentos atómicos adyacentes y adquieren una magnetización inducida J_i , paralela al campo aplicado H (Fig. 4.6b).

Para cualquier condición geológica, J_i es linealmente dependiente de H . Al igual que los materiales diamagnéticos, la magnetización se reduce a cero cuando el campo magnético es eliminado. Un ejemplo de mineral paramagnético es la Fayalita. Fe_2SiO_4 , a temperatura ambiente, la susceptibilidad magnética es de $\sim 4.4 \times 10^{-4}$ cgs ($\sim 3.5 \times 10^{-5}$ SI).

En los sólidos paramagnéticos, los momentos magnéticos atómicos reaccionan independientemente a los campos magnéticos aplicados y a la energía termal. En cualquier temperatura arriba del cero absoluto, la energía termal hace vibrar las redes cristalinas causando que los momentos magnéticos oscilen rápidamente en una orientación aleatoria. En la ausencia de un campo magnético aplicado, los momentos atómicos se encuentran igualmente distribuidos en todas las direcciones, con una magnetización resultante de $J_i = 0$.

En los materiales paramagnéticos naturales, tales como el olivino, los efectos del paramagnetismo dominan sobre el diamagnetismo. Con el incremento de la temperatura, la señal diamagnética puede empezar a dominar las propiedades magnéticas de una sustancia que normalmente se comporta como paramagnética (Butler, 1992).

4.3.1.3 Ferromagnetismo

En contraste con los materiales paramagnéticos y diamagnéticos, las sustancias ferromagnéticas retienen una magnetización remanente con relación al campo aplicado una vez eliminado este campo. El fenómeno de la magnetización remanente se presenta en los sólidos ferromagnéticos como resultado de un intercambio directo de acoplamiento de electrones, en donde electrones no-apareados en el orbital 3d de un átomo pueden ser directamente acoplados con electrones similares pertenecientes a un átomo adyacente (Fig. 4.7a).

El efecto de esta interacción es que las magnetizaciones en los sólidos ferromagnéticos que se produce puede ser de uno o dos órdenes de magnitud mayor que la adquirida por los sólidos paramagnéticos en el mismo campo magnetizante.

Para un material ferromagnético y una temperatura determinada, existe una magnetización máxima la cual se conoce como magnetización de saturación, J_s (Fig. 4.7c); incrementando el campo magnético más allá de este nivel no resultará en un incremento de la magnetización (Butler, 1992).

La magnetización de saturación decrece con el incremento de la temperatura, llegando a cero a la Temperatura de Curie (T_c), la cual es característica para cada material ferromagnético (580° C para la magnetita y 680° C para la hematita). Por encima de la T_c los materiales se comportan como paramagnéticos.

La susceptibilidad magnética de los materiales ferromagnesianos no puede ser expresada de manera sencilla como los materiales para- y diamagnéticos, sino que tiene un comportamiento variable el cual es controlado por un fenómeno denominado histéresis, el cual se explica un poco más adelante.

Materiales completamente ferromagnéticos tales como el hierro, son raros, incluso en las rocas ígneas. Consecuentemente, tales materiales tienden a mostrar dos ligeras formas diferentes de comportamiento magnético: ferrimagnéticos y antiferrimagnéticos.

4.3.1.4 Ferrimagnetismo

En muchas rocas el hierro normalmente existe dentro de compuestos, incluyendo óxidos y sulfuros. En tales moléculas, los cationes de hierro están muy separados para hacer posible un intercambio de iones. Sin embargo, un anión intermedio puede actuar como una liga entre dos cationes en el proceso de un intercambio directo o indirecto. Por ejemplo en el caso de un óxido de hierro los electrones del orbital 2p de un ión de oxígeno actuarán para enlazar los electrones desapareados en los orbitales 3d de dos adyacentes cationes de hierro. Los intercambios resultan en la formación de dos subredes acopladas de momentos magnéticos acoplados. En el caso de materiales ferrimagnéticos, subredes adyacentes tienen momentos magnéticos significativamente diferentes resultando en una magnetización neta dominante (Fig. 4.7c) este desbalanceo es atribuido a diferencias físicas entre las dos subredes; ya sea que tengan diferentes poblaciones iónicas o distintas estructuras cristalográficas. Un ejemplo de un mineral ferrimagnético de ocurrencia natural es la magnetita (*Thompson and Oldfield, 1986*).

4.3.1.5 Antiferromagnetismo

Como los materiales ferrimagnéticos, el comportamiento de los materiales antiferromagnéticos es atribuido a un intercambio acoplado de sub-redes. En este caso, las dos subredes de los materiales antiferromagnéticos tienen momentos magnéticos iguales, que se cancelan unos a otros, resultando en un momento magnético de cero (Fig. 4.7 b), como un ejemplo se puede mencionar a la ilmenita pura.

La mayoría de los materiales son en realidad materiales antiferromagnéticos imperfectos. En estos materiales los momentos, en principio iguales, de las subredes opuestas, no se cancelan completamente y por lo tanto el material tendrá un momento magnético neto, diferente de cero (Fig. 4.7c).

Esta anomalía es frecuentemente el resultado de impurezas en los cristales, defectos de las redes o sesgo en los espines. En este último caso, la “imperfección” es debida al hecho que los enlaces de hierro-oxígeno-hierro se encuentran en ángulos menores a 180°. La hematita es un ejemplo de un material natural con una estructura antiferromagnética imperfecta causada por sesgo de los espines (Thompson and Oldfield, 1986). Todos los comportamientos antiferromagnéticos ocurren debajo de la temperatura de Néel (T_N) que es el fenómeno equivalente a la T_C de los materiales ferrimagnéticos.

Los materiales antiferromagnéticos imperfectos y los ferrimagnéticos retendrán al igual que los ferromagnéticos, magnetización remanente.

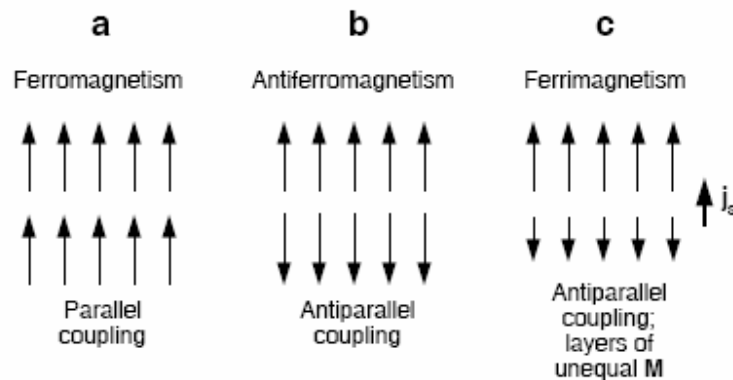


Figura 4.7 Acoplamiento de las redes en diferentes materiales a) ferromagnéticos b) antiferromagnéticos y c) ferrimagnéticos. La magnetización neta de los materiales ferrimagnéticos se muestra a la derecha; La magnetización neta de los materiales antiferromagnéticos es cero (Tomado de Butler 1992).

4.3.2 Anisotropía Magnética

Los materiales que son capaces de mantener un magnetismo remanente son más fácilmente magnetizados en ciertas direcciones – conocidas como direcciones de fácil magnetización. La anisotropía de una sustancia se refiere a la facilidad con la cual una sustancia puede ser magnetizada en diferentes direcciones. Esto se presenta por la necesidad de los sistemas magnéticos de mantener un estado de energía mínima (Stacey

and Banerjee, 1974). Las propiedades anisotrópicas permiten a los materiales mantener una dirección remanente estable; sin esta propiedad habría significativamente menores barreras de energía que evitaran la aleatorización de los momentos remanentes. Esto es ejemplificado por el hecho de que es igual de fácil magnetizar una sustancia a lo largo de una dirección “fácil” que en otra dirección, sin embargo, se requiere energía adicional para revertir la dirección de magnetización en una dirección “fácil”.

Existen tres tipos de anisotropía que se relacionan con la magnetización de una sustancia:

La anisotropía magnetocristalina, depende de la composición y estructura cristalina de un material, donde las direcciones fáciles tienden a seguir los ejes cristalográficos. Este tipo de anisotropía es particularmente prevalente en materiales antiferromagnéticos tales como la hematita y la goethita. La hematita puede ser magnetizada en su plano basal al menos 100 veces más fácilmente que en cualquier otra dirección.

La anisotropía de forma se presenta por la necesidad de minimizar las fuerzas magnetostáticas en la superficie de un grano magnético. Esto se logra por la separación de polos positivos y negativos. Consecuentemente, un grano esférico no tendrá anisotropía de forma, ya que la separación de los polos positivos y negativos es constante en todas las direcciones. Sin embargo, un grano de forma elongada será más fácilmente magnetizable a lo largo del eje que maximiza la distancia entre los polos. La anisotropía de forma es un factor particularmente importante cuando el mineral involucrado es la magnetita.

La anisotropía de esfuerzo ocurre debido a la distorsión de la red del cristal y puede llegar a ser un factor importante cuando se trata de materiales que han sufrido esfuerzo mecánico, como por ejemplo una roca en una zona de falla.

4.3.3 Dominios Magnéticos

Con el fin de minimizar su energía magnetostática, la magnetización remanente de un grano tiende a subdividirse en un número de regiones o dominios. En un grano magnetizado uniformemente, el momento magnético de cada dominio es paralelo y opuesto al del dominio adyacente. Por lo tanto, un grano se dividirá en un número de

dominios los cuales están magnetizados a su nivel de saturación, pero en direcciones diferentes (Fig. 4.8). Si los momentos dipolares de los dominios individuales están orientados aleatoriamente el grano no tendrá un momento magnético neto.

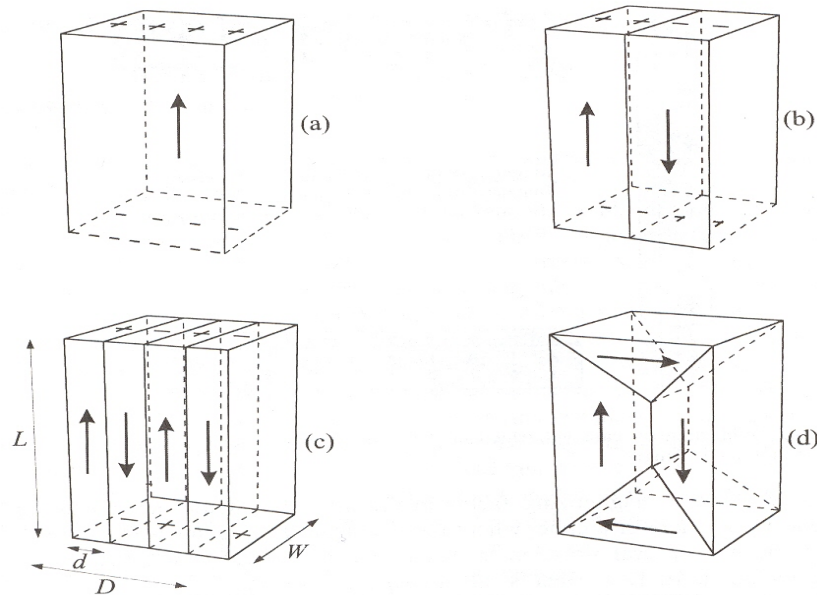


Figura 4.8 Subdivisión de un grano en dominios: a) estructura de dominio sencillo con separación amplia entre los polos + y -; b) Estructura de dos dominios con una separación de polos menor; c) estado de cuatro dominios; d) estado de dos dominios, con dominios cerrados (Tomado de Dunlop y Ozdemir, 1977, en McElhinny y McFadden, 2000).

Los dominios adyacentes están separados por paredes de dominio o paredes de “Bloch”. Las paredes de Bloch son zonas angostas donde los momentos dipolares de los espines de los electrones giran sobre sí de un dominio a otro (Fig 4.9). Las paredes de Bloch tienen una energía inherente asociada con su existencia. Por lo tanto, los granos tendrán el número óptimo de dominios, y consecuentemente paredes de Bloch para minimizar su energía magnetostática. El número de dominios que un grano posee es también una función de su forma, composición, impurezas, defectos, etc.

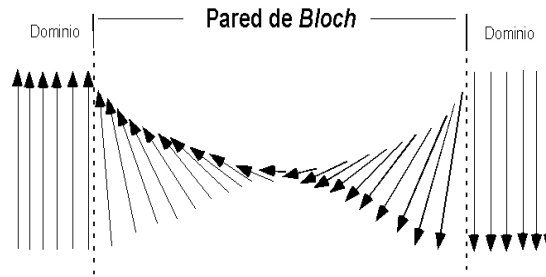


Figura 4.9 Dibujo que muestra el giro de los espines de los electrones en las paredes de bloqueo (Tomado de Butler, 1998).

4.3.3.1 Granos con comportamiento de Dominio Múltiple (DM)

La magnetización característica de los granos con multidominio (DM) puede ser explicada por el movimiento de las paredes de Bloch. En un campo magnético de cero, las paredes de Bloch de un grano DM están en su mínimo de energía magnetoestática. Al aplicar un campo externo, las paredes de Bloch del grano se mueven de forma tal que permite la expansión de los dominios con los momentos en la misma dirección que el campo. Esto produce una magnetización neta inducida paralela con el campo y un incremento en la energía de las paredes de los dominios. Debajo del campo crítico, esta magnetización regresará a cero al eliminar el campo y consecuentemente las paredes del Bloch regresarán a su posición original. Sobre este campo crítico, sin embargo, existe suficiente energía en el sistema para permitir un espontáneo e irreversible movimiento de las paredes de los dominios, conocido como salto de Barkhausen. Estos saltos ocurren conforme las barreras de energía de la pared del dominio son excedidas (Thompson and Oldfield, 1986). Sin embargo, si el campo continúa incrementándose, más cambios reversibles e irreversibles pueden suceder hasta que el grano alcance su magnetización de saturación, donde todos los momentos de los dominios estén alineados con el campo aplicado (Thompson and Oldfield, 1986).

Los cambios en la magnetización en materiales que contienen muchos granos DM producen curvas suaves de histéresis más que cambios discontinuos asociados con el movimiento de paredes de Bloch individuales.

4.3.3.2 Granos con comportamiento de Dominio Sencillo (DS)

La magnetización remanente en granos de dominio sencillo (DS) son mayores y más estables que la magnetización que se forma en granos de dominio múltiple debido a

la ausencia de las paredes de dominios. La forma de un ciclo de histéresis en granos de DS depende de la orientación de los granos con respecto al campo aplicado. Un grano con su eje *fácil* perpendicular al campo aplicado mostrará una histéresis lineal reversible. Contrariamente, una histéresis cuadrada se reflejará cuando los ejes *fáciles* de un grano sean paralelos con el campo aplicado. Esto es debido a que los granos de DS tienen una barrera de energía megnetoestática simple perpendicular a su eje *fácil* (Fig. 4.10). En una forma similar a los granos de DM, la histéresis de un ensamblaje de granos DS que estén orientados aleatoriamente, no será tan extrema.

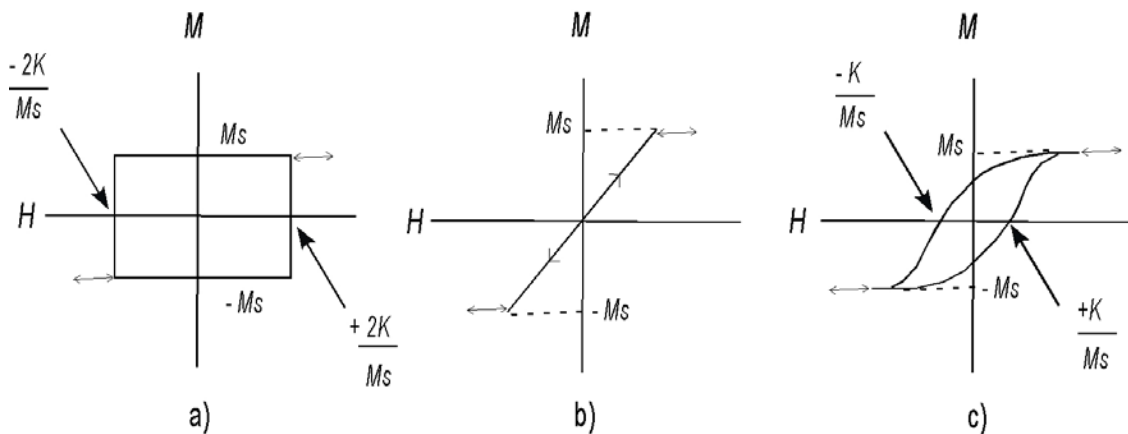


Figura 4.10 Ciclos de histéresis de partículas de dominio sencillo. a) Ciclo rectangular producido cuando el campo magnético (H) y la Magnetización (M) se encuentran ambos en el mismo eje. b) No existe histéresis si H y M son perpendiculares; c) Ciclo de histéresis producido por un grupo de granos orientados aleatoriamente (Modificado de McElhinny y McFadden 2000).

4.3.3.3 Granos con comportamiento Superparamagnético (SP)

A temperatura ambiente granos ferro y ferrimagnéticos muy pequeños ($<0.01 \mu\text{m}$ de diámetro) experimentan vibraciones termales que rápidamente destruirán y formaran remanencia. Tales granos son denominados superparamagnéticos (SP). El superparamagnetismo es un efecto dependiente de la temperatura y, como consecuencia, los granos que exhiben un comportamiento SP a temperatura ambiente se comportaran como granos de DS a temperaturas inferiores. Granos SP están caracterizados por tener

altas susceptibilidades – sustancialmente mayores que aquellas de los granos DS ó DM (*Thompson and Oldfield, 1986*).

4.3.3.4 Granos con comportamiento Pseudo-Sencillo (DPS)

Granos con comportamiento Pseudo-Sencillo (DPS) son aquellos que se encuentran justo encima del umbral del tamaño de granos DS y consecuentemente muestran propiedades de histéresis intermedias entre las de las partículas de DS y DM. La magnetización remanente adquirida por los granos de PDS son extremadamente estables sobre largos periodos de tiempo (*Buttler, 1992*).

4.3.4 Histéresis

Las curvas de histéresis muestran como al incrementar un campo magnético externo afecta la magnetización dentro de una muestra de material (Fig. 4.11). En un ensamblaje de granos con DS y DM sin magnetización neta inicial, se puede apreciar que en bajos campos la magnetización adquirida es reversible. Sin embargo, arriba de un campo crítico se forma una magnetización remanente y la magnetización de la muestra no volverá a revertirse hasta la eliminación del campo. Al incrementar el campo más allá eventualmente resultará en que la muestra alcanzará su magnetización de saturación, es decir, todos los momentos de todos los dominios serán alineados de forma paralela con el campo aplicado. El ciclo de histéresis completo se alcanza cuando se aplica un campo en sentido contrario hasta alcanzar una saturación de cero y aplicar un campo nuevamente en el sentido inicial.

La fuerza coercitiva es el campo aplicado en sentido contrario hasta alcanzar una magnetización de cero nuevamente, y la magnetización es la que obtiene la muestra después de haber alcanzado la saturación máxima y retirar el campo magnetizante (Fig. 4.11). Estos parámetros pueden ser utilizados para definir las propiedades magnéticas de los minerales dentro de la muestra. Por ejemplo, la coercitividad de una muestra da la medida de su “dureza” – la facilidad con la cual es posible darle a una muestra una magnetización en una nueva dirección. Los parámetros de histéresis pueden ser utilizados como herramientas de diagnóstico con las cuales analizar el contenido de minerales

magnéticos dentro de una muestra, ya que estos varían con las formas de dominio y los tipos de mineral.

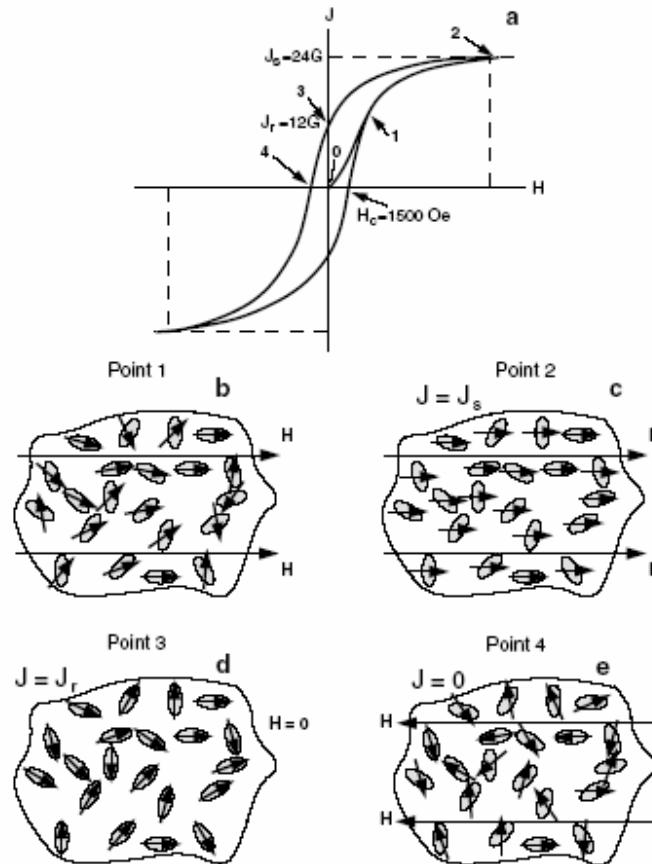


Figura 4.11 a) Ciclo de histéresis. La magnetización de la muestra es J_s ; la magnetización remanente de la muestra es J_r ; la fuerza coercitiva total es H_c ; b) Dirección de la magnetización en granos de DS en el punto 1 del ciclo de histéresis. Los óvalos representan granos de magnetita de DS y la flecha la dirección de la magnetización; c) Dirección de la magnetización en el punto 2 del ciclo. Todos los granos se encuentran en la dirección del campo magnetizante H ; d) y e) Magnetización de los granos en los puntos 3 y 4 (Tomado de Butler, 1998).

4.3.5 Relajación magnética y temperaturas de bloqueo

El tiempo de relajación (τ) representa el periodo que un dominio requiere para formar una magnetización con una componente direccional paralela con el campo ambiental. Este concepto tiene implicaciones importantes para la estabilidad de la magnetización remanente sobre periodos de tiempos geológico. Varios parámetros

pueden afectar los tiempos de relajación. Uno de ellos es la temperatura, con el aumento de esta, el tiempo de relajación se reduce. Esto es debido a que las vibraciones más fuertes termal permiten a los momentos de los granos alcanzar un nuevo equilibrio con el campo ambiental más rápidamente (Tarling, 1983). La temperatura y los tiempos de relajación tienen una relación aproximadamente logarítmica:

$$\log \tau \propto V/T$$

donde V es el volumen del grano y T la temperatura absoluta.

La variación del tiempo de relajación con respecto al tamaño del grano también es de consideración importante. Por ejemplo, los granos con relación igual o menor de SP/DS tendrán tiempos de relajación del orden de segundos. Por contraste, tiempos de relajación de granos DS más grandes son tales que la magnetización remanente que ellos poseen, puede ser estable sobre periodos de tiempo geológico.

La Temperatura de Bloqueo (T_B) de un grano es la temperatura en la cual su tiempo de relajación llega a ser lo suficientemente grande para igualar un tiempo de relajación arbitrariamente definido (τ_s). Este tiempo es normalmente seleccionado de acuerdo con el objetivo del análisis realizado (Butler, 1992). Como ejemplo, un geólogo puede seleccionar un tiempo de relajación que sea significativo en términos de tiempo geológico. El tiempo de relajación es también dependiente de la composición y de la estructura (*i.e.* la impureza de las redes, etc.) de los minerales magnéticos.

4.3.6 Minerales Magnéticos

El sistema de óxidos hierro-titanio contiene series de soluciones de sólidos, dos de las cuales son importantes dentro de las rocas ígneas: la serie de las titanomagnetitas ($\text{Fe}_3\text{O}_4\text{-Fe}_2\text{TiO}_3$) y la serie de las titanohematitas ($\text{Fe}_2\text{O}_3\text{-FeTiO}_3$; Fig. 4.12).

4.3.6.1 La serie de las Titanomagnetitas

En altas temperaturas los óxidos de hierro, la ulvoespinela y la magnetita forman una solución sólida de titanomagnetitas, lo que significa que los miembros composicionales extremos pueden tener intercambio gradual de iones unos con los otros.

En temperaturas más bajas un *solvus* existe entre los dos miembros finales, debajo de los cuales, dadas unas condiciones de tiempo y energéticas favorables puede ocurrir una separación o exsolución de la solución sólida en los dos miembros finales (Putnis, 1992). La proporción relativa de las dos fases es tal que la composición total permanece constante.

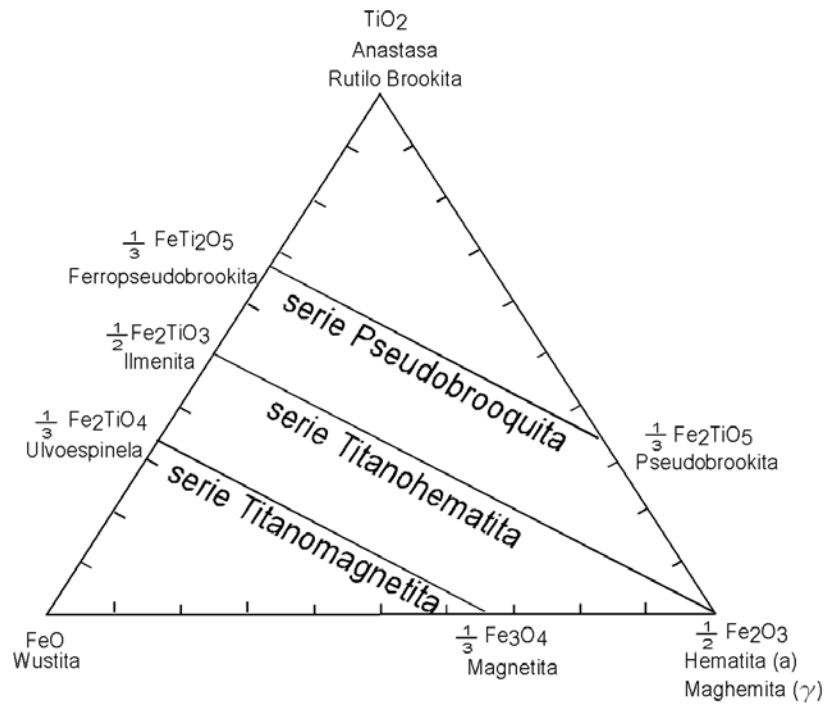


Figura 4.12 Sistema ternario FeO-TiO₂-Fe₂O₃, mostrando las tres principales series sólidas encontradas en las rocas ígneas (Tomado de McElhinny y McFadden 2000).

La exsolución ha sido observada en las titanomagnetitas de intrusiones ígneas y se piensa que haya ocurrido por una descomposición espinoidal (Price, 1980). En este proceso una solución sólida de titanomagnetita de composición intermedia progresivamente tendrá una exsolución a bloques ricos en magnetita separados por una malla de laminillas ricas en ulvoespinela. El tamaño y forma de los granos y bloques es determinado por la velocidad de enfriamiento. Generalmente mientras más lento es el enfriamiento la escala de la malla y la estructura del bloque es mayor. Este proceso puede tener profundos efectos en el comportamiento magnético de los cristales de

Capítulo IV. El Campo Geomagnético y el Magnetismo de las Rocas

titanomagnetita debido a que la malla de la ulvoespinela paramagnética puede aislar efectivamente los granos magnéticos ferrimagnéticos individuales (Putnis, 1992).

Conforme progresa la exsolución, el crecimiento de las regiones ricas en magnetita y su continuo enriquecimiento en magnetita tiene el efecto de incrementar la T_B y la T_C de cada grano. Si la exsolución sucede debajo de la T_C de la fase final rica en magnetita, la magnetización subsecuente producida en las rocas no puede ser simplemente manejada como magnetización termoremanente. Sin embargo, se estima que si una roca se enfría rápidamente, entonces no existe suficiente tiempo para que ocurra la exsolución y el equilibrio no es alcanzado (Buttler, 1992; Jordan, 1999).

Al igual que la exsolución, la oxidación de alta temperatura o deutérica de las titanomagnetitas también puede ocurrir. Evidencias de esto pueden encontrarse en muchas rocas ígneas donde los cristales de titanomagnetita frecuentemente contienen ilmenita laminar que parece haber sido exsolvada en los planos [111] de la estructura de la espinela huésped. Esta situación se presenta cuando la fugacidad del oxígeno (la variable usada para indicar el potencial para que exista hierro en estados más oxidados o reducidos) varía en un magma en enfriamiento, ya que la composición de la titanomagnetita puede ser influenciada por dicha variable.

Magnetita (Fe₃O₄).- La magnetita es un miembro final de la solución de la serie de las titanomagnetitas. Esta forma una estructura de espinela inversa cúbica (en común con todas las titanomagnetitas) con aniones de oxígeno en el centro de una cara de una red cúbica, donde los cationes de Fe³⁺ y Fe²⁺ (Thompson and Oldfield, 1986). Es esta distribución de cationes de hierro los que proporcionan su ferrimagnetismo. La T_C de la magnetita es de 580° C. Sobre la serie de las titanomagnetitas la T_C se reduce aproximadamente de manera lineal con el incremento de titanio de forma que la ulvoespinela tiene una T_N de -153° C. Como un resultado, las titanomagnetitas ricas en titanio pueden poseer remanencia que es térmicamente inestable. Ciertas propiedades magnéticas de la magnetita son dependientes del tamaño de los granos (Tabla 4.1).

Capítulo IV. El Campo Geomagnético y el Magnetismo de las Rocas

Tabla 4.1 Algunas propiedades magnéticas de la magnetita con dominio sencillo (DS) y con dominio múltiple (DM). Datos tomados de *Thompson y Oldfield* (1986); KAm^{-1} = Kilo ampere por metro; mT = mini Teslas; $\mu\text{m}^3 \text{kg}^{-1}$ = micras por Kg.

Propiedad	Magnetita DSS	Magnetita DM
Magnetización de saturación	480 kAm^{-1}	480 kam^{-1}
Fuerza Coercitiva	10 mT	2 mT
Susceptibilidad por unidad de masa	450 $\mu\text{m}^3 \text{kg}^{-1}$	530 $\mu\text{m}^3 \text{kg}^{-1}$

Las direcciones “*fáciles*” de magnetización en la magnetita se encuentran en las caras [111], sin embargo, si los granos de la magnetita son simétricos, la anisotropía de forma tiende a gobernar la orientación de las direcciones *fáciles* dominantes.

Debajo de $\sim -153^\circ \text{C}$, la magnetita DM sufre un cambio en su estructura cristalográfica al pasar a través de la “*transición de Verwey*” (*Dunlop and Özdemir, 1997*). Esto puede ser observado por una gran caída en su capacidad para mantener magnetización remanente.

Como resultado de los efectos del intemperismo, la magnetita puede oxidar en bajas temperaturas a maghemita (*Tarling, 1983*).

Maghemita y Maghemitización.- La maghemita es el equivalente de la magnetita completamente oxidado y posee una estructura de espinela con deficiencia de un catión. La actual T_C de la maghemita es estimada en $\sim 645^\circ \text{C}$ (*Özdemir and Banerjee, 1984; Dunlop and Özdemir, 1997*). Esto se debe a que la inversión de la maghemita normalmente toma lugar antes de que alcance la T_C . La inversión resulta en la conversión de la maghemita a hematita ($\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$) debido al reajuste de los planos de las redes de estructura cúbica a romboédrica (*Dunlop and Özdemir, 1997*). La temperatura exacta de inversión de la maghemita está reportada en un amplio rango desde 250 hasta 900°C (*Dunlop and Özdemir, 1997*). *Özdemir y Banerjee (1984)* atribuyen las discrepancias en

la estimación de la temperatura de inversión a la presencia de impurezas en la maghemita. Sus experimentos en muestras de maghemita sintéticas (98% pura) sugieren que la inversión comienza en el rango de 510 – 660° C, y más aún, en 660° C aproximadamente el 50% de la maghemita no ha sido convertida a hematita.

La maghemita es normalmente considerada como un mineral secundario en las rocas ígneas derivado de una oxidación (maghemitización) de baja temperatura (< 250°C) de la magnetita. El proceso de la magnetización no es exclusivo de la magnetita, de hecho puede afectar a todas las soluciones magnetita-ulvoespinela, formando titanomagnetitas como consecuencia (Lindsley, 1976; Waychunas, 1991). Adicionalmente, la maghemitización es un proceso progresivo, por lo tanto es posible que se de una oxidación parcial de las titanomagnetitas (titanomagnetitas con deficiencia de un catión; Sherwood, 1986).

4.3.6.2 La serie de las Titanohematitas

Al igual que las titanomagnetitas, las titanohematitas también son susceptibles a la exsolución. Sin embargo, debido a la temperatura relativamente baja del *solvus* de las titanohematitas, la exsolución es inhibida cinética y energéticamente, especialmente en rocas volcánicas enfriadas rápidamente (Putnis, 1992). Con el incremento de contenido de la ilmenita, la temperatura de Néel de las titanomagnetitas se reduce linealmente.

Hematita ($\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$).- La hematita es el miembro final libre de titanio de la serie de las titanohematitas. Esta serie es donde se encuentran los equivalentes oxidados de las titanomagnetitas. La hematita tiene una estructura romboedral y exhibe un antiferromagnetismo imperfecto arriba de -10° C (en cristales sintéticos, frecuentemente a temperaturas ligeramente menores en cristales naturales) debido a sesgo en el espin. Debajo de esta temperatura (la cual es denominada como temperatura de transición de Morin), la hematita se convierte en un perfecto antiferromagneto sin magnetización espontánea debido a la reordenación de la estructura cristalina y a la subsecuente pérdida del sesgo del espin. Sin embargo, la hematita exhibe una magnetización espontánea pequeña debajo del cero absoluto, probablemente debido a vacantes en la red o a la sustitución por impurezas (Banerjee, 1991). La magnetización de saturación (M_s) de la

hematita es aproximadamente 0.5% más que el de la magnetita a 20° C (*Thompson and Oldfield, 1986; Dunlop and Özdemir, 1997*). Adicionalmente, la hematita pura tiene una T_N de ~ 675° C y un pico de coercitividad de 3.5 – 6.5 T para granos con DS (1-3 μm de diámetro); por lo tanto, en esos términos es altamente estable. Sin embargo, la hematita es casi no-magnética cuando el tamaño de las partículas es $<0.2\mu\text{m}$ (*Tarling, 1983*).

Ilmenita (FeTiO_3).- La ilmenita, como el miembro opuesto de la serie de las titanohematitas es también un mineral antiferromagnético. La T_N de la ilmenita está definida con diferentes valores -218° C (*Butler, 1992*); -223° C (*Merril and McElhinny, 1983; Dunlop and Özdemir, 1997*). Sin embargo, es cierto que la ilmenita tiene un comportamiento paramagnético a temperatura ambiente y, por lo tanto, es incapaz de mantener una magnetización remanente bajo condiciones normales. A pesar de esto, la ilmenita (y las titanohematitas ricas en Ti) pueden jugar un papel importante en la estabilidad de la magnetización remanente que se encuentra en otros minerales.

4.3.7 Magnetización Remanente Natural

La magnetización remanente natural (MRN) es la magnetización que existe en una roca en la naturaleza, antes de cualquier tratamiento de laboratorio (*Butler, 1992*). Frecuentemente, es el producto de la suma vectorial de dos o más componentes de la magnetización, la cual puede ser dividida en primaria y secundaria. Una MRN primaria es adquirida durante la formación de las rocas en un campo magnético. En el caso de las rocas ígneas, esto ocurre al enfriarse un magma debajo de la T_C de sus minerales magnéticos constituyentes en el campo geomagnético. El aislamiento de la MRN primaria es de las partes centrales de este trabajo. Otros procesos que afectan la magnetización de material después de su formación normalmente generarán magnetización secundaria que puede parcial o totalmente enmascarar la MRN primaria. En la formación de las rocas podemos distinguir diferentes tipo de MRN, tanto primaria como secundaria: térmica, química, detrítica, viscosa y remanente.

4.3.7.1 Magnetización Termoremanente (MTR)

La magnetización termoremanente (MTR) es una magnetización remanente primaria en las rocas ígneas. Por arriba de la T_C los minerales se comportan paramagnéticamente. Al enfriarse debajo de la T_C , barreras de energía comienzan a formarse lo cual detiene el que los minerales mantengan un equilibrio con el campo magnético ambiental y subsecuentemente los tiempos de relajación empiezan a incrementarse. Conforme la temperatura desciende más granos pasan a través de su T_B y por lo tanto forman magnetizaciones remanentes estables, paralelas con el campo aplicado. Las rocas ígneas al igual que las rocas sedimentarias contienen un amplio rango de tamaño de granos. Como resultado, la formación de una MTR es un proceso gradual ligado con la velocidad de enfriamiento. El aspecto significativo de la adquisición de MTR es que a elevadas temperaturas pequeños campos magnéticos (como el campo geomagnético) pueden imprimir un sesgo en la orientación de los momentos de los granos para producir una magnetización remanente, la cual es guardada al enfriarse la roca. A temperaturas ambiente, esta magnetización remanente puede ser resistente a los efectos de campos magnéticos subsecuentes y por lo tanto puede ser estable sobre periodos de tiempo geológico (*Butler, 1992*).

4.3.7.2 Magnetización Remanente Química (MRQ)

Una magnetización remanente química (MRQ) puede formarse por cualquiera de dos procesos (*Dunlop and Özdemir, 1997*):

- Por la creación de un nuevo mineral magnético, el cual se forma y crece en la presencia de un campo magnético diferente al que se formó la roca que lo contiene. Este mineral crece hasta alcanzar un volumen de bloqueo estable, con lo cual adquiere una magnetización remanente paralela al campo magnético presente; o,
- La alteración de una fase magnética existente, que produce un nuevo mineral. La MRQ de la relación mineral padre-mineral hijo adquirida por un nuevo mineral, está influenciada no solo por un campo externo, sino también por la magnetización remanente del mineral padre a el nuevo mineral podría estar acoplado magnetoestáticamente o por intercambio.

Tradicionalmente la MRQ es considerada como una magnetización secundaria la cual es particularmente efectiva como enmascaradora de la magnetización primaria. Esto es porque las temperaturas de bloqueo y las coercitividads de los minerales que portan la MRQ se “superponen” sobre los minerales que portan la magnetización primaria. Esta magnetización secundaria puede generarse, por ejemplo, por alteración hidrotermal de las titanomagnetitas y de los silicatos (*Hagstrum and Johnson, 1986*). Inversamente, la oxidación deutérica de los minerales puede tomar lugar debajo de la T_C durante el enfriamiento inicial de los magmas (*Grommé et al., 1969*). En este caso la magnetización puede ser considerada como una magnetización primaria.

4.3.7.3 Magnetización Remanente Detrítica (MRD)

La magnetización Remanente Detrítica (MRD) es adquirida durante la depositación de rocas sedimentarias. En la mayoría de los medios ambientes sedimentarios el mineral ferromagnético detrítico dominante es la magnetita (o titanomagnetitas pobres en Ti). La MRD es un poco complicada porque muchos procesos complejos pueden estar involucrados en la formación de las rocas sedimentarias. Existe una amplia variedad de mineralogías iniciales, y los constituyentes minerales frecuentemente no se encuentran en equilibrio químico unos con otros, o con el medio ambiente de depositación. El proceso físicos post-deposicional conocido como bioturbación afecta la magnetización. La compactación es otro de los procesos particularmente importantes post-deposicionales. Los procesos químicos (disolución y reemplazamiento mineral) pueden también alterar o remover minerales ferromagnéticos detríticos originales y/o precipitar nuevos minerales ferromagnéticos, con efectos de atenuación en los registros magnéticos. Debido a estas complejidades la MRD es menos entendida que la MTR, y existen más incertidumbres en la exactitud de los registros magnéticos de las rocas sedimentarias que las rocas ígneas (*Butler, 1992*).

4.3.7.4 Magnetización Remanente Viscosa (MRV)

La formación de la magnetización remanente viscosa (MRV) es dependiente de la temperatura y de los tiempos de relajación de los granos. Granos pequeños con cortos

tiempos de relajación eventualmente se realinearán con nuevas direcciones de campos. Por lo tanto, las MRVs son siempre componentes secundarios de la magnetización. En circunstancias normales una MRV tiende a ser adquirida en temperaturas relativamente constantes, como por ejemplo la temperatura ambiental superficial de la Tierra (*Tarling, 1983*). Debido a que la MRV es adquirida por los granos menos estables, esta puede ser fácilmente eliminada por las técnicas de desmagnetización.

4.3.7.5 Magnetización Remanente Isotermal (MRI)

Una magnetización remanente isotermal (MRI) es la magnetización resultante de una corta exposición de un material a fuertes campos magnéticos en superficies a temperaturas ambientales. Esta magnetización es frecuentemente generada en el laboratorio, por ejemplo, cuando se hacen mediciones de histéresis. Una MRI resulta de la exposición de un material a un impacto de un relámpago, lo cual puede formar una magnetización remanente secundaria significativa, y en algunas ocasiones puede remagnetizar completamente a una muestra. El campo producido por un rayo puede ser de hasta 100 mT y probablemente causara una MRI dentro de un radio de dos metros del punto donde haga su descarga el rayo (*Butler, 1992*).

La incidencia de caída de los rayos en todo el mundo es del orden de 10^2 a 10^3 impactos por segundo (*Butler, 1992*). Por lo tanto, la incidencia local de los rayos en grandes regiones continentales subtropicales tales como México es probablemente significativo, especialmente en terrenos elevados.

Capitulo IV. El Campo Geomagnético y el Magnetismo de las Rocas

CAPITULO V

PROCEDIMIENTOS PALEMAGNÉTICOS

Para obtener información paleomagnética que permita apoyar reconstrucciones tectónicas es necesario realizar una serie de procedimientos a fin de obtener datos confiables y reducir al mínimo los errores implícitos en todo proceso de medición. Esto implica tanto el muestreo como la preparación de muestras y el trabajo de medición en el laboratorio. A continuación se describen los principales procedimientos utilizados en el presente estudio.

5.1 Metodología paleomagnética

5.1.1.-Muestreo Paleomagnético en Campo

Para realizar un sitio de barrenación se seleccionaron afloramientos lo menos intemperizados posibles y se realizaron entre 6 y 8 perforaciones para obtener al menos 6 núcleos por sitio. La barrenación se realizó con una perforadora de gasolina, con brocas de diamante de 2.5 cm de diámetro, la cual utiliza un sistema de enfriamiento a base de agua presurizada (Fig. 5.1). Una vez que se realizó la barrenación del núcleo, cuando este se encontraba aún *in situ*, se marcaron las muestras y se midió la orientación, azimut e inclinación, utilizando un orientador magnético y un inclinómetro (Fig. 5.2), cuando fue posible, se tomó la lectura de la sombra solar en el mismo orientador, para realizar las correcciones correspondientes al momento del tratamiento de los datos. Todo esto se anotó en la libreta de campo.

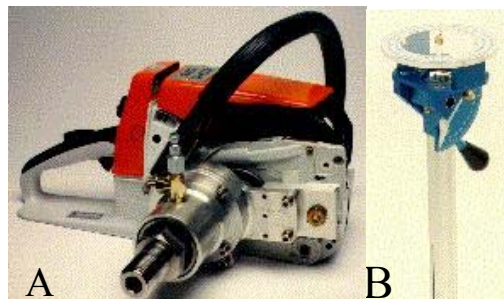


Figura 5.1 A) Perforadora de gasolina y B) orientador magnético utilizados en los trabajos de barrenación de núcleos paleomagnéticos en campo.

Antes de desprender el núcleo, cada muestra fue marcada utilizando un alambre de cobre a través de la ranura que presenta el orientador, para de esta manera controlar la posición del núcleo en campo. Posteriormente, el núcleo fue desprendido de la roca con una herramienta cilíndrica hecha para ese propósito. Cada muestra se marcó con un plumón indeleble para identificar la localidad, el sitio y el número de muestra, y se guardó en bolsas de tela debidamente etiquetadas para su transporte y almacenamiento. Cuando se tomaron muestras para realizar la prueba del conglomerado, también se identificó a que clasto pertenece cada núcleo. Es esencial el tomar datos estructurales de rumbo y echado de las capas, cuando es posible, para hacer la corrección estructural al momento de procesar e interpretar los datos.

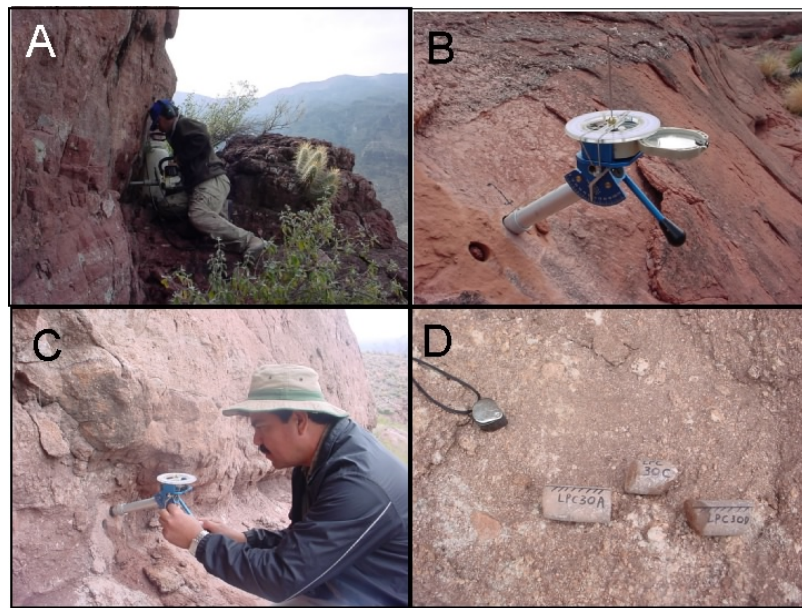


Figura 5.2 A) Procedimiento de barrenación en campo utilizando perforadora de gasolina enfriada con agua presurizada; B) Orientador de núcleos acoplado a un barreno *in situ*; C) Toma de datos de azimut e inclinación en el orientador; D) núcleos marcados en campo, con clave del núcleo y línea indicando la orientación y sentido de la perforación.

5.1.2.- Marcado y corte

Una vez en el laboratorio, las muestras son marcadas en tramos de 2 cm a lo largo de cada núcleo, identificándose de la parte más profunda a la más somera con las letras

“z”, “y” y “x”, de forma que por cada núcleo se obtienen en promedio tres tramos; posteriormente se realizó el corte en una cortadora de núcleos y cada espécimen fue marcado en la parte superior con una flecha, apuntando a la dirección de la marca de orientación que se realizó en el campo. Los especímenes de cada sitio se almacenaron en cajas individuales para un mejor orden y control (Fig. 5.3).



Figura 5.3 A) Los núcleos se almacenan en sus cajas antes de ser cortados; B) Se marcan los tramos para su corte; C) Se realiza el corte en la cortadora de núcleos; D) Los núcleos cortados se ponen a secar para su marcación posterior; E) Se marca la parte superior del núcleo con la orientación de campo del mismo y se almacenan nuevamente en sus cajas individuales.

Es importante al momento de cortar, verificar que exista suficiente agua en el proceso, que enfríe tanto a la sierra como a la muestra, para evitar calentamiento de la misma que pudiera alterar los minerales magnético.

5.1.3.- Medición de la Magnetización Remanente Natural

Para medir la Magnetización Remanente Natural (MRN) se utilizó un magnetómetro de giro o rotativo denominado “*Spinner Magnetometer Fluxgate*”, marca AGICO BRNO, modelo JR-5A. El principio de medición consiste en que un espécimen de roca de una forma y tamaño definidos rota a una velocidad angular constante en el porta-núcleos dentro de un par de bobinas. Un voltaje de corriente alterna es inducido en las bobinas, cuya amplitud y fase depende en la magnitud y dirección del vector de

magnetización remanente del espécimen. El voltaje es ampliado, filtrado y digitalizado. Por análisis de Fourier la computadora calcula dos componentes rectangulares de la proyección del vector de magnetización remanente en el plano perpendicular al eje de rotación. Este procedimiento se realiza al menos cuatro veces, variando la posición del espécimen en el porta-núcleos (Fig. 5.4), para calcular las tres componentes del vector de magnetización remanente del espécimen. Aunque puede configurarse el equipo para trabajar en 6 posiciones diferentes del espécimen, en este estudio se utilizó siempre la configuración de cuatro posiciones. Los resultados, una vez aceptados por el usuario, son grabados en un archivo digital. También se obtienen en este cálculo las direcciones tanto del espécimen como las coordenadas geográficas de cada núcleo.

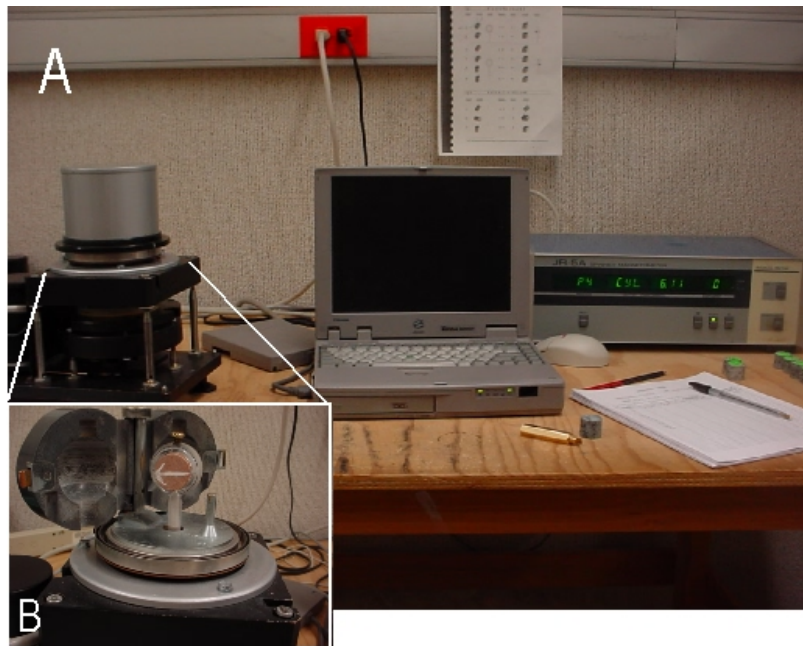


Figura 5.4 A) Magnetómetro de giro JR-5A. B) Colocación del núcleo dentro del porta-núcleos en el interior de la bobina del magnetómetro para realizar la medición de la MRN. El espécimen debe ser colocado en al menos cuatro posiciones diferentes para completar la medición.

5.1.3.1 Procedimiento de manejo del equipo

El programa con que se realiza la medición se llama REMA5 y se encuentra en el directorio JR-5A de la computadora conectada al magnetómetro. Una vez que se ejecuta el programa (con el comando REMA5 desde el Sistema Operativo DOS), el programa pregunta por el archivo y directorio donde almacenará los resultados. Una vez que se

proporciona esta información se presentan las siguientes opciones con que cuenta el programa: **F1]**REMOTE, **F2]**C/C, **F3]**REPEAT, **F4]**MEASURE, **F5]**AUTO, **F6]**RANGE, **F7]**LOCAL, **F8]**HELP, **F9]**STOP y **F10]**QUIT. La opción (1) es para indicar al instrumento que se controlará el proceso través de una computadora; la (2) Calibración/Control, es para ejecutar el procedimiento de calibración del equipo; la (3) para realizar mediciones de forma repetida al mismo espécimen en la misma posición; la (4) para hacer una medición individual al espécimen; la (5) instruye al equipo a definir el rango de medición de manera automática; la (6) para definir al instrumento el rango de medición (A/m) de manera manual; la (7) para especificar que se trabajará de manera local en el instrumento, es decir, directamente desde el panel de control, sin utilizar una computadora acoplada al mismo; la (8) brinda la ayuda sobre las opciones del equipo; la (9) detiene una medición en proceso, y la (10) sale del programa.

El primer paso es calibrar el instrumento, para lo cual se coloca en el portamuestras el espécimen calibrador, y una vez cubierta la bobina con un capuchón de acero, se ejecuta la opción **2]**C/C (calibración). Una vez que se ha terminado de calibrar, el instrumento debe indicar un valor entre 6.10 y 6.11 A/m, posteriormente se procede a colocar el espécimen que va a ser medido.

Cuando se hace la medición con la función **F4]**MEASURE se debe proporcionar el número de espécimen y los ángulos de orientación (azimuth e inclinación), para poder realizar los cálculos de declinación e inclinación, tanto de la muestra como las geográficas del sitio, información que servirá más adelante para realizar los cálculos estadísticos.

Una vez echo esto, se despliega otro menú con las opciones de **F1]** Posición 1, **F2]** Posición 2, **F3]** Posición 3, **F4]** Posición 4, **F5]** Posición 5, **F6]** Posición 6, **F7]** Quit, **F8]** Print, **F9]** Stop, **F10]** Kill.

El núcleo debe ser colocado en cuatro posiciones diferentes como lo muestra la figura 5.4 para que pueda obtenerse las coordenadas buscadas, y una vez cerrada la bobina y puesto el capuchón se va seleccionando progresivamente las opciones 1 a 4, cambiando de posición el núcleo en cada ocasión.

Una vez terminada la medición se puede mandar a imprimir los resultados y se almacenan directamente en un archivo en la computadora con extensión .jra. Antes de

aceptar la medición es conveniente revisar los resultados en pantalla, en particular la precisión de la medición, y si esta se encuentra del orden de menos de 1% se puede inferir que es buena, sin embargo si llega a pasar de 3 o 4% entonces habría que repetir la medición, a menos que los valores de la magnetización fueran muy pequeños, del orden de 10^{-5} A/m, entonces precisiones así serían justificables.

Una vez terminada la medición de una muestra, se continúa de la misma manera con las demás muestras del sitio en estudio.

5.1.4.- Proceso de Desmagnetización Térmica

El espectro de temperatura de bloqueo de cualquier mineral puede ser determinado por la repetición del ciclo de calentamiento, enfriamiento y medición, incrementando la temperatura en cada ciclo (*Irving, 1964*). Durante el enfriamiento de los especímenes es importante que no existan campos magnéticos sobre la muestra, ya que este campo podría ser adquirido por las mismas. Es muy importante monitorear la estabilidad química de los minerales magnéticos durante su calentamiento, ya que al calentar la muestra puede alterarse su composición química y ser destruidos o creados nuevos minerales, por lo que es importante medir la susceptibilidad magnética de cada muestra en cada paso, para confirmar que los minerales se mantuvieron estables, o que se realizaron cambios en ellos.

La desmagnetización térmica de los núcleos de Potrero Colorado se realizó en un *Thermal Specimen Demagnetizer* modelo TD-48 SC de la marca *ASC Scientific* (Fig. 5.5), el cual consiste de un instrumento conectado a un horno con un portamuestras que permite calentar hasta 30 núcleos simultáneamente. El horno tiene una forma cilíndrica con un diámetro interno y está recubierto por tres capas que crean un escudo magnético que aísla el campo magnético de la Tierra. El horno tiene un sistema de enfriamiento, de forma que una vez que las muestras han alcanzado la temperatura definida y se han mantenido el tiempo programado, se inicia de manera automática el sistema de ventilación, llevando las muestras hasta la temperatura ambiente.

Una vez que la muestra se ha enfriado, los minerales que superaron su temperatura de bloqueo en la temperatura de calentamiento programada, son reorientados a un campo magnético cero ($H = 0$), y solo permanecen en la muestra los minerales que

no han alcanzado su temperatura de bloqueo. De esta manera la desmagnetización se hace calentando las muestras de una manera progresiva de forma que se va eliminando la magnetización de los minerales que tienen más baja Temperatura de Curié T_C (o de Néel $[T_N]$, para minerales antiferromagnéticos), y se va aislando la magnetización que tienen los minerales que preservan la MRN característica que puede ser la MRN original que adquirió la roca al momento de su formación.

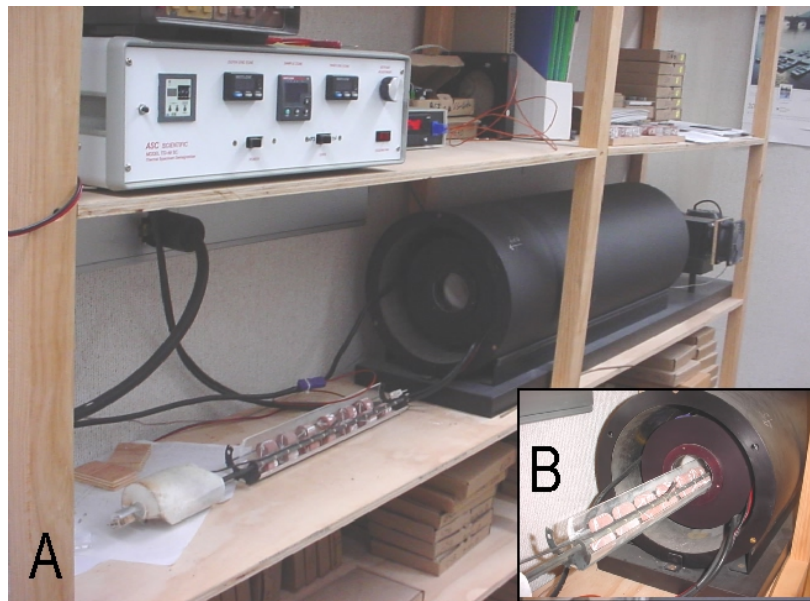


Figura 5.5 A) Desmagnetizador térmico TD-48 SC con instrumento de medición y control y el horno que permite alcanzar temperaturas de hasta 700° Celsius; B) Forma de introducir el porta-núcleos en el horno.

5.1.5 .- Proceso de Desmagnetización por Campos Alternos

El proceso de desmagnetización de campos alternos se hizo en el equipo “*AF Demagnetizer*”, modelo LDA-3A, de la marca AGICO.

El principio de desmagnetización por campos alternos es el de exponer un espécimen a un campo magnético alternativo donde el campo varía paulatinamente en sentidos contrarios. La forma de la onda del campo magnético alterno es sinusoidal con un decremento en magnitud con el tiempo (Fig. 5.6). El valor máximo puede ser programado y de ahí empieza el decaimiento hasta el valor de cero. El tiempo de decaimiento puede ser variable, pero un minuto es el valor más utilizado. El equipo tiene un dispositivo “*tumbler*” con engranes anidados que permite girar los especímenes en todos sentidos, de esta forma se aplican los campos magnéticos en todos los ejes del

especímen, realizando así la neutralización (desmagnetización) en todas las direcciones durante un solo paso. Este proceso se repite con valores sucesivamente mayores del campo magnético aplicado.

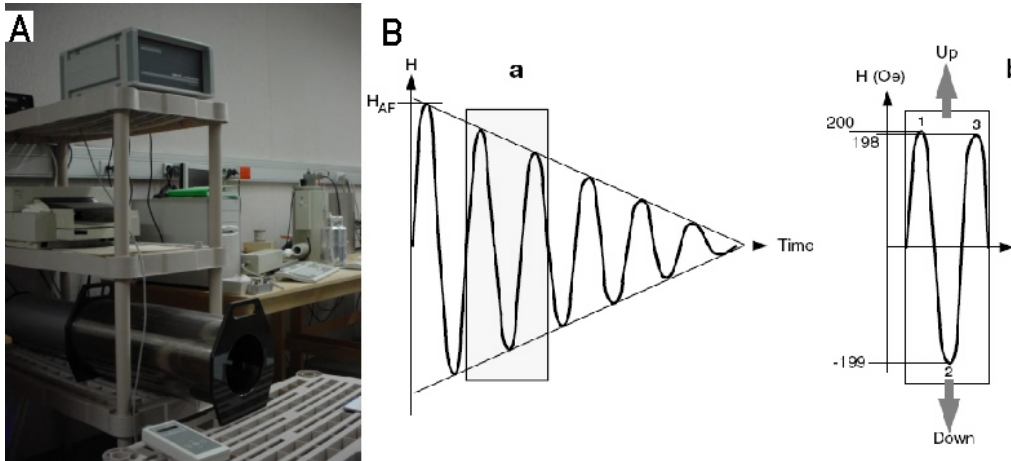


Figura 5.6 A) Equipo de desmagnetización por campos alternos LDA-3A; B) Representación esquemática de desmagnetización por campos alternos. Ba) Forma de onda generalizada del campo magnético utilizado en la desmagnetización por campos alternos mostrando el campo magnético contra el tiempo; la onda es sinusoidal con decaimiento lineal en amplitud. Bb) Sección ampliada de la onda donde cada pico tiene un valor menor en intensidad, en el punto 1 es de 200 Oe; en el punto 2 de -199 Oe y el 3 de 198 Oe.

El equipo solicita parámetros de intensidad de campo magnético a aplicar, tiempo de duración de la intensidad máxima aplicada y la forma de aumento y de decaimiento de la curva. Los parámetros utilizados para la desmagnetización de las muestras de las Capas Coloradas fueron, para el tiempo de carga máxima: *10 segundos*; forma de decaimiento de la curva: *lineal*; incremento de la curva: *fast*; decaimiento de la curva: *slow*; y la intensidad máxima del campo aplicado en cada ocasión varió de la siguiente forma: 4, 8, 12, 16, 20, 25, 30, 35, 40, 45, 50, 60, 70, 80, 90 y 100 nT. Cada vez que se aplicó una carga al especímen, se midió la MRN y se documentó para su análisis posterior.

5.1.6 Medición de Susceptibilidad Magnética

La medición de la susceptibilidad magnética se realizó con el instrumento “*Magnetic Susceptibilimeter*” KLY-3 A2 (Fig. 5.7). Este instrumento consta de una unidad de soporte, donde los especímenes son colocados, una unidad de control y una computadora donde trabaja el usuario. El instrumento es un equipo completamente automático, basado en componentes microelectrónicos, en donde el microprocesador

controla todas las funciones, es decir no es controlado por el usuario. El instrumento no tiene *switches* de control, es totalmente gobernado por una computadora externa comunicada con un canal serial RS-232C.

El equipo puede funcionar de dos formas, una midiendo la susceptibilidad en 15 direcciones diferentes, para lo cual la muestra tiene que ser colocada en esas 15 direcciones diferentes para cada espécimen, y otra en la cual se coloca la muestra en una sola posición y el equipo hace mediciones en diferentes sentidos para obtener un cálculo promedio de la susceptibilidad en la muestra. Esta forma de cálculo es denominada “*bulk*” o total, y es la que se utilizó en el presente estudio, ya que esta información es suficiente para poder apreciar si existe un cambio significativo en el espécimen de una forma global.

El procedimiento consiste en correr en la computadora el programa *SUSAM*, el cual despliega un menú en el cual se selecciona la opción [10] de menú auxiliar, que muestra un nuevo menú. Lo primero que hay que hacer es colocar el núcleo de plástico que contiene material magnético que permite calibrar el equipo en el porta-muestras y ejecutar la opción [2] una vez hecho esto el equipo empieza a trabajar hasta que emite un sonido grave y largo, que indica que la muestra debe ser colocada dentro del aparato; se debe dejar por unos segundos hasta que el equipo emite un segundo sonido, esta vez grave y corto, indicando que la muestra debe retirarse. En el proceso de calibración este proceso se debe repetir tres veces para que pueda quedar correctamente calibrado. Posteriormente se hace la calibración del porta-muestras (*holder*), realizando el mismo procedimiento, solo que se introduce el porta-muestras vacío. Una vez que se termina de calibrar y se aceptan los valores registrados, se procede a la medición de los especímenes. Para esto se selecciona la opción [1] “*bulk*”, y entonces se captura el número de la muestra y se espera por el primer sonido (grave y largo) para introducir la muestra en el equipo; se espera a que se haga la medición y se retira la muestra una vez que se emite el segundo sonido (agudo y corto). Este proceso se repite para cada muestra y al final se manda imprimir los resultados para su posterior análisis en cualquier paquete que permita hacer gráficas; en este caso se graficaron con el programa Excel de Microsoft.

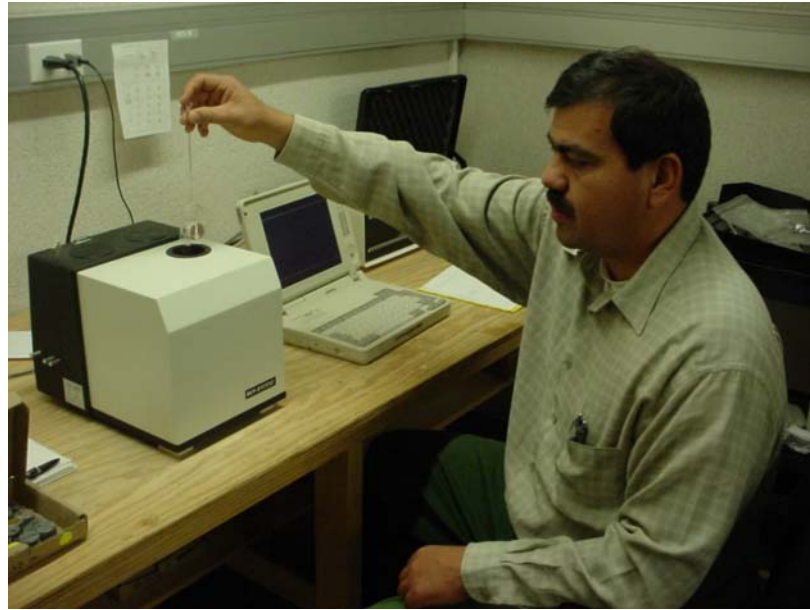


Figura 5.7 Equipo de medición de susceptibilidad magnética KLY-3. El espécimen es colocado en el porta- núcleos y se introduce de manera manual al equipo, hasta que se emite una señal que indica que debe ser retirado, cuando la medición ha terminado, la información es almacenada en la computadora.

5.1.7.- Corrección Solar

Para realizar la corrección solar se utiliza el programa *SUNUSGS* en el cual solicita la información de Latitud y Longitud del sitio donde se tomaron las muestras, el tiempo de la zona (valor entre 1- 7) en este caso el valor que corresponde es el 6, se debe proporcionar también la fecha del levantamiento y la hora de la toma de la muestra. Por otro lado, se captura la información de campo de cada uno de los núcleos en un formato de Excel, el cual es posteriormente alimentado al programa. De esta manera, el programa genera el cálculo de la corrección solar que debe aplicarse a la medición de la orientación azimutal de cada núcleo. La orientación con la brújula solar coincide en $\pm 1^\circ$ o 2° con respecto a la medición con brújula magnética.

5.2 Pruebas de Campo

Es importante establecer cuándo se adquirió la magnetización. Existen algunas pruebas que permiten establecer el tiempo relativo de adquisición de la magnetización.

Unas de ellas basadas en relaciones geométricas en el campo. Dos de estas son muy importantes: la prueba del pliegue y la prueba del conglomerado

5.2.1 La Prueba del Pliegue

Esta prueba está fundamentada en el plegamiento de las capas que son objeto de estudio, y fue implementada por *Graham* (1949). Esta técnica consiste en realizar un muestreo paleomagnético en ambos lados de un pliegue, y obtener la dirección de cada uno de los flancos. Al analizar la dirección obtenida en estos, si esta dirección es igual para ambos lados, entonces se puede inferir que las rocas que forman la capa fueron magnetizadas después de la formación del pliegue. Si por el contrario, las direcciones obtenidas, apuntan en sentidos diferentes, y al hacer la reconstrucción estructural del pliegue a su posición original, se aprecia que las direcciones de los flancos (ya corregidas), coinciden o se acercan, entonces se puede considerar que la roca obtuvo su magnetización antes de la formación del pliegue (Fig. 5.8); cuando esto sucede, se considera que la roca “*pasa la prueba del pliegue*”, porque permite restringir la edad de la magnetización a un tiempo anterior al de la formación del mismo.

En el caso de Potrero Colorado fue posible muestrear una parte de un flanco en el extremo este del área, sin embargo no pudieron obtenerse suficientes datos en la parte oeste que permitiera comparar ambos resultados, así como tampoco se podría confirmar con certeza de encontrarse sobre el mismo pliegue, dada la distancia entre los sitios tomados en la parte este como en la parte oeste, lo anterior debido a que la estructura es compleja y se interpreta que la zona fue afectada por dos fases de deformación (*Chávez-Cabello*, 2005).

5.2.2 La Prueba del Conglomerado

Esta prueba, también definida por *Graham* (1949), puede realizarse cuando en un conglomerado se encuentren clastos de una unidad de rocas más antiguas del sitio en estudio, y que también se estén analizando. En este método se hace el muestreo en los clastos y se comparan las direcciones obtenidas. Si las direcciones de los clastos son iguales, y además concuerda con la dirección obtenida para la matriz que soporta los clastos, entonces se puede interpretar que el conglomerado obtuvo la magnetización

después de su formación. Si por el contrario, las direcciones obtenidas son aleatorias, y presentan diferentes comportamientos, entonces puede decirse que la magnetización fue adquirida en un periodo anterior a la formación del conglomerado. Si esto es así, se suele expresar que las rocas “*pasan la prueba del conglomerado*” (Fig. 5.8).

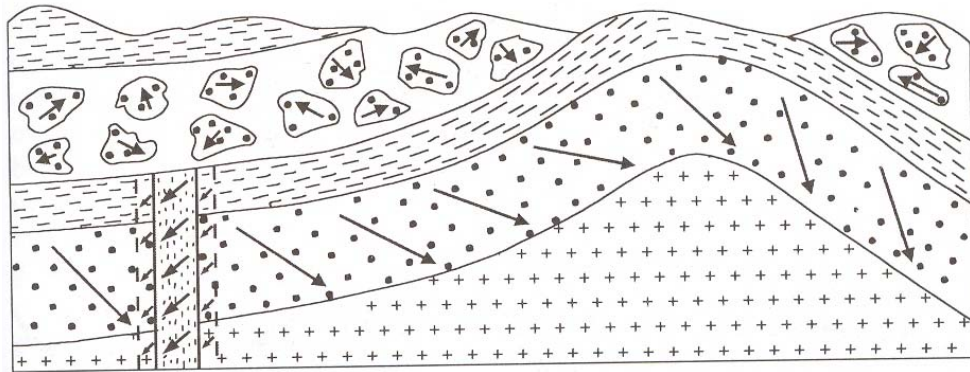


Figura 5.8 Esquema de la prueba del pliegue, la prueba del conglomerado y del contacto quemado. En la prueba del pliegue se pueden ver las direcciones diferentes de la roca en ambos lados del pliegue, lo que significa que la magnetización fue adquirida antes del plegamiento. Para el caso del conglomerado las direcciones son diferentes en los clastos, indicando una magnetización anterior a la formación del conglomerado, y en la prueba del contacto quemado, la dirección de la roca encajonante directamente en contacto con el dique muestra la misma dirección del mismo (Merrill and McElhinny 1983).

En el Potrero Colorado fue posible realizar la prueba del conglomerado en la parte occidental del área (Fig. 5.9). Los datos obtenidos se presentan en el capítulo de resultados paleomagnéticos (Capítulo 8).



Figura 5.9 Fotografías que muestran los núcleos realizados en los clastos de la Formación San Marcos, para realizar la Prueba del Conglomerado. El diámetro de los núcleos es de 2.5 cm.

5.2.3 La Prueba de Contacto Quemado (“*baked contact test*”).-

Esta prueba fue introducida por *Everitt y Clegg (1962)*, y puede ser aplicada a rocas ígneas intrusivas. Cuando un cuerpo intrusivo penetra la roca encajonante, este calienta (“*baked*”) la zona de contacto, a una temperatura superior a la Temperatura de

Curié de la roca encajonante. El contacto quemado, inmediatamente adyacente a la intrusión, deberá entonces reflejar la misma dirección remanente que la unidad intrusiva (Fig. 5.8). Esta magnetización podría estar en una dirección completamente diferente a la de la roca encajonante no afectada por la intrusión. La temperatura que se alcanza en zonas más lejanas a la zona de contacto es progresivamente menor, de forma que no existe una remagnetización completa de la roca encajonante. De esta manera, la orientación de la magnetización de la roca encajonante en la zona de contacto debe tener la orientación de la preservada en el cuerpo intrusivo, mientras que más se aleja de esta zona, la dirección va cambiando en el sentido de la que conserva la roca encajonante.

Debido a que no se trabajó con rocas intrusivas en el área de estudio, esta prueba no se realizó, siendo su área de aplicación en diques y cuerpos intrusivos.

5.2.4 La Prueba de Consistencia.

Esta prueba radica en hacer una comparación de las direcciones características (MRC) observadas en diferentes tipos de rocas de edad similar (*Tauxe, 1998*). La mineralogía de los minerales ferromagnéticos pueden ser altamente variables y los procedimientos de desmagnetización requeridos para aislar la MRC también ser diferentes, pero como la MRC depende de la edad geológica, si estas observaciones son similares, entonces se puede decir que existe “consistencia” con la interpretación de que la MRC es una MRN primaria. Obviamente esta prueba de consistencia debe estar acompañada de otros indicadores de estabilidad paleomagnética, debido a que una dirección MRC consistente podría también indicar una remagnetización de toda la región.

En la región se tiene un estudio paleomagnético en el valle de San Marcos por *Arvizu (2003)*, quien en su tesis de licenciatura estudió unos granitoides Permo-Triásicos y las capas las Palomas, del Jurásico, sin embargo el análisis que se hizo fue en rocas pérmicas, por lo que es difícil poder comparar los resultados.

5.3 Análisis de Información

La información obtenida después de aplicar los métodos de campo y laboratorio anteriormente descritos, es entonces procesada para poder visualizar los datos, hacer las

estadísticas correspondientes y obtener las direcciones y coordenadas buscadas. Esto se realiza con unos programas de software los cuales se describen a continuación.

5.3.1 Visualización de datos (Programa PALDIR)

El programa *PALDIR* permite visualizar los datos obtenidos de los procesos de desmagnetización térmica así como de la desmagnetización por campos alternos realizados a los especímenes del muestreo paleomagnético. Este programa funciona leyendo información de un archivo con extensión *.lpt* el cual tiene un formato especial, el cual debe formarse editando los datos que son obtenidos de los archivos *.jra* generados por el programa *REMA5*. Se muestra a continuación un ejemplo del formato del archivo, para su descripción:

```
"GGN","jr5","Clasto 1","Fn Sn Marcos/Potrero Colorado",243,61,10.5,51,8  
000,0.0041320,0.0058880,-0.0033550,, " ", "  
100,0.0039500,0.0048400,-0.0032000,, " ", "  
175,0.0039350,0.0046000,-0.0031350,, " ", "  
9999
```

El encabezado (primer línea) contiene las información alfanumérica entre comillas y separada por comas, y la numérica sólo separada por comas en el siguiente orden: “Iniciales del responsable del análisis”, “clave del equipo utilizado para la medición”, “identificador del espécimen”, “nombre de la localidad o formación estudiada”, azimut y buzamiento del núcleo en campo (nota, el azimut debe tener la corrección solar), volumen de la muestra (el volumen de una muestra estándar es de 10.5 cm³), y por último, el azimut y la inclinación de las capas, si fue posible tomar esos datos. Los datos de las siguientes líneas indican cada una de las mediciones echas en cada paso de desmagnetización, así en este caso el primer dato es la temperatura de desmagnetización, que pudiera ser también la intensidad del campo aplicado en el método de campos alternos, después vienen las tres coordenadas del vector calculado con el programa “*REMA5*”; termina el renglón con un dato numérico y dos alfanuméricos nulos. La última línea debe terminar con cuatro nueves.

Una vez que se tienen los datos capturados en el formato se ejecuta el programa “arrastrando” con el *mouse* el archivo de datos al ícono del programa *Paldir*, el cual al ejecutarse despliega el listado de especímenes desmagnetizados. Una vez seleccionado uno de ellos, se muestra un menú con las siguientes opciones **1]Exit**, **2]Equal Area**, **3]UP/W**, **4]UP/N**, **5]LPT**, **8]TC**, **9]INC**, **10]EXC**.

La opción 1) es para salir del programa, la 2) muestra la serie de datos en una proyección de igual área, la 3) despliega los datos en una proyección con el oeste (W) hacia arriba, la 4) despliega los datos con el norte (N) hacia arriba, la opción 5) genera un archivo para mandar graficar, la 8) muestra los datos con o sin la corrección del terreno, la 9) realiza el cálculo de la dirección promedio de los puntos seleccionados incluyendo el origen, y la 10) genera el cálculo de la dirección promedio de los puntos seleccionados sin incluir el origen (Fig. 5.10).

El análisis que se realiza una vez desplegados los datos en las diferentes proyecciones es el de identificar tendencias en los puntos desplegados. Es común encontrar al menos dos tendencias, una con dirección general al origen, que en la desmagnetización térmica es donde la temperatura fue más alta y la desmagnetización mayor; y otra tendencia con dirección o direcciones variables. La dirección con tendencias variables normalmente es producida por magnetizaciones secundarias, y la dirección con tendencia al origen es asociada con la dirección característica que tentativamente podría ser la dirección primaria adquirida por la roca al momento de su formación.

De esta manera, se efectúa el análisis de cada uno de los sitios y se seleccionan los puntos que corresponden a una y otra tendencia. Se realiza el cálculo de las direcciones promedio con las funciones F9 y F10 explicadas anteriormente. Cuando se realiza este cálculo, el programa muestra tanto la dirección como la inclinación de la recta generada, así como el error estadístico de la desviación del análisis medio (MAD, por sus siglas en inglés) en el cálculo, el cual esta en relación directa con la dispersión de los puntos seleccionados. Cuando los puntos están mejor alineados y la tendencia mejor definida, el MAD es menor. Cuando la dispersión de los puntos es mayor, el MAD también es mayor.

En una muestra puede haber una, dos, tres o ninguna tendencia. Si no se logra identificar ninguna tendencia, entonces la muestra o no fue posible desmagnetizarla, (puede suceder con más frecuencia en el proceso de campos alternos), o existe demasiado ruido en la muestra, o ésta es muy inestable (lo que puede suceder en algunos diques). Si solo se identifica una tendencia hacia el origen, puede ser que no exista una magnetización secundaria, o que ésta se encuentre alineada en la misma dirección de la magnetización primaria. Si existen dos tendencias estas pueden ser la magnetización primaria y la secundaria. Si existen más de dos tendencias, puede ser que exista más de una magnetización secundaria. También es posible que aunque se encuentren tendencias, estas no converjan al origen, por lo que no podría considerarse como una magnetización primaria (Zijderveld, 1967; Fig. 5.10).

Cuando se ha seleccionado una serie de puntos, ya sea que representen magnetización secundaria o característica, y se calcule la dirección de la línea con las funciones 9) o 10), se activa la función 6) que permite guardar los datos en un archivo Excel. Para esto se clasifica el tipo de información asignando una calidad a los datos, la cual puede variar de 1 a 5; un rango de temperaturas donde se ubican los puntos seleccionados, este rango puede variar de 1 a 8, y se anotan observaciones a la línea analizada. En estas observaciones normalmente se define si se trata de una magnetización primaria o secundaria. Una vez que se identificaron las diferentes direcciones en los especímenes con su clasificación, estos se guardan en un archivo con formato Excel, el cual servirá de base para hacer las estadísticas de Fisher.

Estos análisis se realizaron en todas las muestras desmagnetizadas, ya sea por campos alternos o por desmagnetización térmica, tanto para las muestras de las rocas jurásicas como para las de la Formación San Marcos (cretácicas) en el Potrero Colorado (anexo 2).

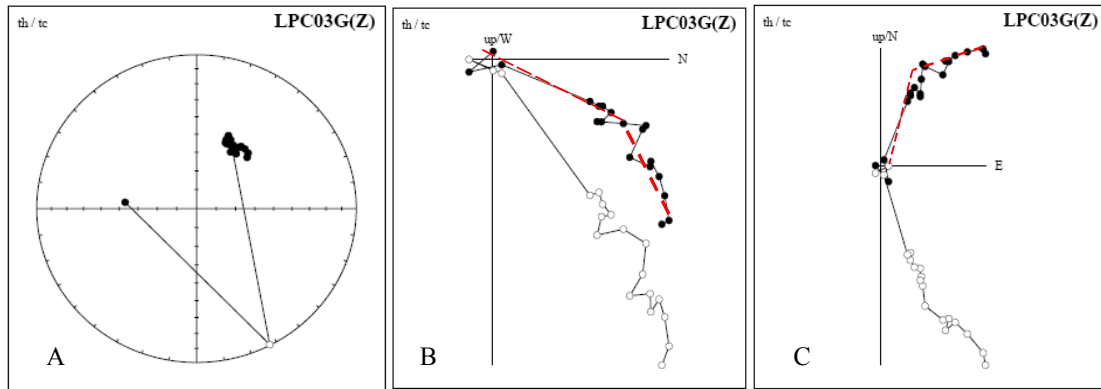


Figura 5.10 Ejemplo de un diagrama de proyección ortogonal generado con el programa *PALDIR*. A) Los puntos sólidos indican la proyección en el plano horizontal, los puntos blancos indican proyección en el plano vertical. Las líneas punteadas indican las direcciones de baja y alta temperatura. A) Proyección ortogonal; B) Proyección sobre uno de los planos de la esfera, ubicando el W hacia arriba; C) Proyección de la misma muestra sobre un plano de la esfera con el N hacia arriba.

5.3.2 Estadísticas de Fisher

R. A. Fisher, investigador británico especializado en estadísticas, desarrolló una función de probabilidad de densidad aplicable a las direcciones paleomagnéticas, las cuales son conocidas como “*estadísticas de Fisher*” (Fisher, 1953). El principio básico es el utilizar estadísticas aplicables a un espacio esférico y no a un espacio cartesiano. Para esto, a cada dirección se le asigna un peso unitario que está representado por un punto en una esfera donde el radio de esta esfera queda definido como la unidad. La función de “*distribución de Fisher*” $P_{dA}(\theta)$ es la probabilidad por unidad de área angular de encontrar una dirección dentro de un área angular dA , centrada en un ángulo θ de la media verdadera. El área angular, dA esta expresada en estereoradianes, con el área angular de una esfera siendo 4π estereoradianes. De esta manera, las direcciones son distribuidas de acuerdo con la función de probabilidad de densidad:

$$P_{dA}(\theta) = \frac{k}{4\pi \sinh(k)} \exp(k \cos \theta)$$

donde θ es el ángulo de la dirección media verdadera (= 0 en la media verdadera), y k es el parámetro de precisión. La notación $P_{dA}(\theta)$ es usada para enfatizar que esta es una probabilidad por unidad de área angular.

La distribución de direcciones es azimutalmente simétrica sobre la media verdadera en donde k es una medición de la concentración de la distribución sobre la dirección de la media verdadera; k es cero para una distribución de direcciones que es uniforme sobre la esfera, y se aproxima al infinito para direcciones concentradas en un punto (Fig. 5.11).

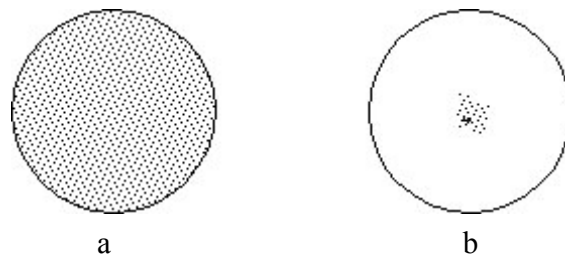


Figura 5.11 Esquema ilustrativo que representa la distribución de direcciones dentro del área de una esfera para valores de a) $k = 0$, en donde existe máxima dispersión de las direcciones; y b) $k \sim \infty$, las direcciones tienden a estar alineadas en un solo punto.

La función $P_{dA}(\theta)$ se muestra en la figura 5.12 para valores de $k = 5, 10$ y 50 . De acuerdo con la definición, la *distribución de Fisher* es máxima en la media verdadera ($\theta=0$); y para valores de k más elevados, la distribución está concentrada más fuertemente hacia la media verdadera.

El ángulo a partir de la media verdadera dentro del cual cae un porcentaje seleccionado de direcciones, puede ser calculado de la distribución de Fisher. El ángulo dentro del cual el 50% de las direcciones caen está dado por:

$$\theta_{50} = 67.5^\circ / \sqrt{k}$$

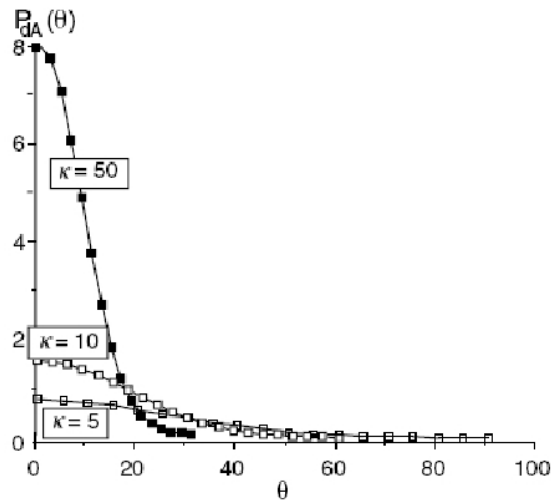


Figura 5.12 A) Gráfica que muestra la probabilidad por unidad de área angular de encontrar una dirección dentro de un área angular para valores de $k = 50$, $k = 10$ y $k = 5$, siendo k el valor de precisión. Tomada de Butler (1998).

y es análogo al inter-cuantil de la distribución normal. El ángulo análogo a la desviación estándar de la distribución normal es:

$$\theta_{63} = 81^\circ / \sqrt{k}$$

este ángulo es llamado frecuentemente la desviación estándar angular. En este caso, solo el 63% de las direcciones caen dentro de θ_{63} de la dirección media verdadera, mientras que el 68% de las observaciones en una distribución normal caen dentro de σ y μ . El ángulo crítico de mayor interés es el que contiene el 95% de las direcciones y esta dado por:

$$\theta_{95} = 140^\circ / \sqrt{k}$$

Estas ecuaciones aplican para grupos grandes de datos de acuerdo a la función de densidad de Fisher (Fisher, *op cit.*). Para calcular en grupos pequeños de muestras la media, una medida de dispersión y un límite de confianza para la dirección media calculada, se utilizan los siguientes procedimientos:

5.3.2.1 Cálculo de la Media.- Se calcula realizando una suma vectorial utilizando los cosenos directores de cada vector individual determinados por:

$$l_i = \cos I_i \cos D_i; \quad m_i = \cos I_i \sin D_i; \quad n_i = \sin I_i$$

donde D_i es la declinación del vector i ; I_i es la inclinación del vector i ; y l_i , m_i y n_i son los cosenos directores del vector i con respecto a las direcciones norte, este y hacia abajo (Butler, 1998). De estos cálculos se realizan las estimaciones de los valores de l , m y n , realizando la sumatoria vectorial de cada una de las componentes, para obtener el vector resultante R :

$$R^2 = \left[\sum_{i=1}^N l_i \right]^2 + \left[\sum_{i=1}^N m_i \right]^2 + \left[\sum_{i=1}^N n_i \right]^2$$

La declinación y la inclinación de la dirección media puede entonces ser calculada por :

$$D_m = \tan^{-1} (m / l) \quad \text{y} \\ I_m = \sin^{-1} (n)$$

5.3.2.2 Estimación de la dispersión.- Una medida de la dispersión de una población de direcciones es el parámetro de precisión k (Butler, 1998). De una muestra finita de direcciones, k es desconocida, pero se puede calcular una estimación de esta k por :

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

La *desviación estándar angular estimada* (frecuentemente llamada *dispersión angular*) es denotada por “ s ”, y se calcula con la fórmula:

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

En particular este parámetro es muy útil en las estadísticas de paleomagnetismo, ya que ayuda a identificar si en un muestreo paleomagnético se muestreó, midió y promedió la variación secular; valores de alrededor de 15° para s , serían indicativos de haber realizado dicho cálculo.

Existe otra estadística para medir la dispersión angular δ , la cual es llamada desviación estándar angular, y esta dada por:

$$\delta = \cos^{-1} (R/N)$$

Esta fórmula tiene la ventaja de que su cálculo es fácil y se tiene la percepción intuitiva de que δ decrece conforme R se aproxima a N y el grupo de direcciones son cada vez más cercanas entre sí. De acuerdo con *Butler (1998)*, para valores razonables de $N \geq 10$ se tiene:

$$s \approx \delta \approx 81^\circ / \sqrt{k}$$

5.3.2.3 Límite de confianza.- Este límite de confianza es análogo a la estimación del error estándar de la media en las estadísticas Gaussianas. Para las estadísticas de Fisher, el límite de confianza es expresado como un radio angular de la dirección media calculada. El nivel de probabilidad normalmente seleccionado (1-p) es de 0.95 (=95%); y el límite de confianza se denota normalmente por α_{95} . Hay dos estimaciones importantes para valores de $k \geq 10$ y $N \geq 10$ que son :

$$\alpha_{63} \approx 81^\circ / \sqrt{kN} \quad \text{y} \quad \alpha_{95} \approx 140^\circ / \sqrt{kN}$$

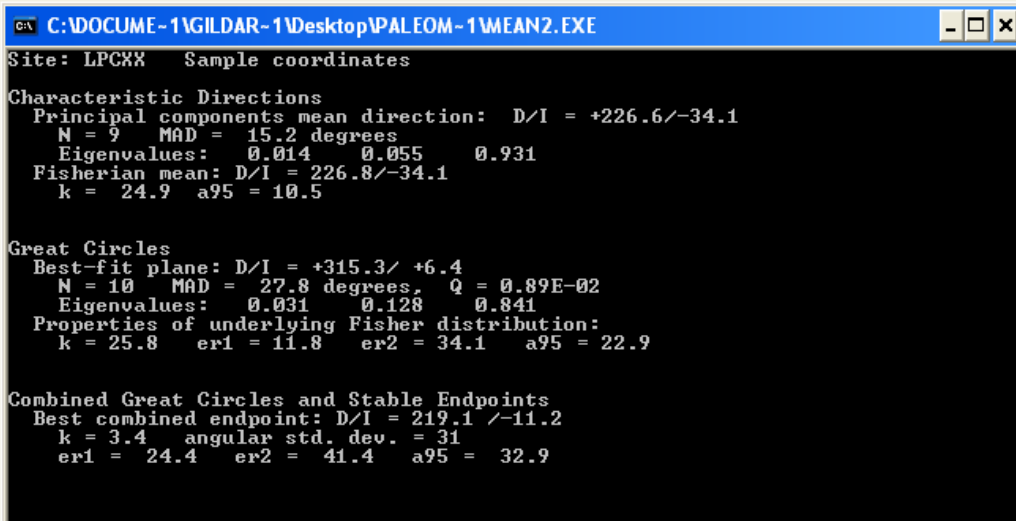
El α_{63} es análogo al error estándar estimado de la media, y α_{95} es análogo a dos veces el error estándar estimado de la media.

NOTA.- De esta forma, los resultados paleomagnéticos normalmente son reportados no solo con el valor de la dirección e inclinación obtenidas, sino con los valores de la estimación de la dispersión k y del límite de confianza α_{95} .

5.3.2.4 Cálculo de Direcciones (Programa MEAN2).- Las estadísticas de Fisher se calcularon utilizando el programa MEAN2 que funciona bajo el sistema operativo windows. El programa pregunta primero si la captura de información es por archivo o manual, en este trabajo la captura se hizo de forma manual. Posteriormente se debe capturar el nombre del sitio y los datos de azimut e inclinación de las capas del mismo, para pasar a una nueva pantalla donde se debe capturar la dirección e inclinación obtenidas para cada una de las muestras del sitio. Una vez que se realizó la captura, se proporciona los mismos datos de dirección e inclinación para los círculos mayores obtenidos del análisis de *PALDIR*. Posteriormente se despliegan en pantalla los datos con y sin corrección estructural, y se presenta el siguiente menú:

- | | |
|-------------------------------|-----------------------------------|
| 1) Imprimir datos | 6) Calcular posición de los polos |
| 2) Borrar datos | 7) Redacción de rutina en Fortran |
| 3) Calcular estadísticas | 8) Despliegue paso por paso |
| 4) Visualizar gráficas | 9) Salir del programa |
| 5) Capturar datos adicionales | 0) Salvar datos a un archivo |

La opción 3) realiza el cálculo de las estadísticas del sitio con o sin la corrección estructural, y los resultados que se presentan son la dirección “*D*” e inclinación “*I*”, tanto las características como las de los círculos mayores, así como los valores de dispersión *k* y de límite de confianza α_{95} , además de otros valores estadísticos (Fig. 5.13).



```
C:\DOCUME~1\GILDAR~1\Desktop\PALEOM~1\MEAN2.EXE
Site: LPCXX   Sample coordinates
Characteristic Directions
Principal components mean direction: D/I = +226.6/-34.1
N = 9   MAD = 15.2 degrees
Eigenvalues: 0.014  0.055  0.931
Fisherian mean: D/I = 226.8/-34.1
k = 24.9   a95 = 10.5

Great Circles
Best-fit plane: D/I = +315.3/ +6.4
N = 10   MAD = 27.8 degrees, Q = 0.89E-02
Eigenvalues: 0.031  0.128  0.841
Properties of underlying Fisher distribution:
k = 25.8   er1 = 11.8   er2 = 34.1   a95 = 22.9

Combined Great Circles and Stable Endpoints
Best combined endpoint: D/I = 219.1 /-11.2
k = 3.4   angular std. dev. = 31
er1 = 24.4   er2 = 41.4   a95 = 32.9
```

Figura 5.13 Pantalla de ejemplo que muestra resultados obtenidos por el programa MEAN2 que fue utilizado para realizar el cálculo de las estadísticas de Fisher para el estudio de las rocas jurásicas y la Fm. San Marcos en Potrero Colorado.

5.3.2.5 Cálculo de Paleopolos (Programa VGP2)

Una vez que se han obtenido las direcciones de los sitios muestreados, y que se ha realizado el análisis de éstas, y se han calculado las direcciones de las magnetizaciones encontradas en el área de estudio, tanto para las magnetizaciones secundarias así como las características, se procede a calcular las coordenadas de los paleopolos.

Las convenciones que se utilizan en el uso de los signos de latitud (λ) y longitud (φ) son como sigue:

- a) Las latitudes se incrementan desde -90° en el polo sur geográfico, hasta 0° en el ecuador y $+90^\circ$ en el polo norte geográfico.
- b) Las longitudes hacia el este del meridiano de Greenwich son positivas, mientras que las longitudes hacia el oeste son negativas.

El cálculo de la posición de un polo (λ_p, φ_p) se realiza entonces a partir de la dirección media de un sitio (D_m, I_m) obtenida para un sitio particular (λ_p, φ_p ; fig. 5.14). El primer paso es calcular la *colatitud magnética* “ p ”, la cual es la distancia a lo largo del círculo mayor del sitio al polo. Derivado de la fórmula del dipolo:

$$\tan I = \frac{\left[\begin{array}{c} H_v \\ \text{-----} \\ H_h \end{array} \right]}{\left[\begin{array}{c} 2 \operatorname{sen} \lambda \\ \text{-----} \\ \operatorname{cos} \lambda \end{array} \right]} = 2 \tan \lambda$$

Se obtiene la fórmula del cálculo de la *colatitud*:

$$p = \cot^{-1} \left[\frac{\tan I_m}{2} \right] = \tan^{-1} \left[\frac{2}{\tan I_m} \right]$$

De esta manera la latitud del Polo (λ_p) esta dada por:

$$\lambda_p = \operatorname{sen}^{-1} (\operatorname{sen} \lambda_s \operatorname{cos} p + \operatorname{cos} \lambda_s \operatorname{sen} p \operatorname{cos} D_m)$$

La diferencia longitudinal entre el polo y el sitio está denotado por β , si es positiva hacia el este, y está dada por:

$$\beta = \text{sen}^{-1} \left[\frac{\text{sen } p \text{ sen } D_m}{\text{cos } \lambda_p} \right]$$

Existen dos posibilidades para calcular la longitud del polo (φ_p), dependiendo del valor del $\text{cos } p$ de la siguiente manera:

- Si $\text{cos } p \geq \text{sen } \lambda_s \text{ sen } \lambda_p$ entonces $\varphi_p = \varphi_s + \beta$,
 Pero si $\text{cos } p < \text{sen } \lambda_s \text{ sen } \lambda_p$ entonces $\varphi_p = \varphi_s + 180^\circ - \beta$

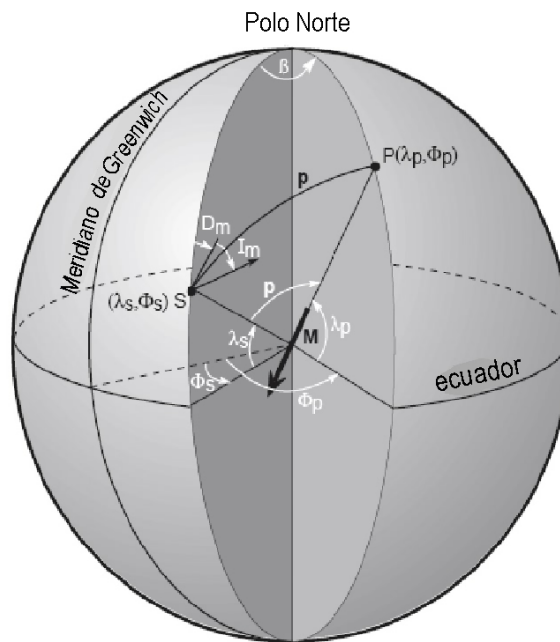


Figura 5.14 Determinación de la posición del polo magnético a partir de una dirección del campo magnético. La localización del sitio está ubicada en el punto S (λ_s, φ_s); La dirección del campo magnético promedio del sitio es I_m, D_m ; \mathbf{M} es el dipolo geocéntrico que existió e influyó en la dirección del campo magnético observado; \mathbf{P} es el polo magnético en (λ_p, φ_p); p es la *colatitud magnética* (distancia angular de S a \mathbf{P}); el polo norte es el polo geográfico norte; β es la diferencia en longitud entre el polo magnético y el sitio (Tomado de Butler, 1998).

Capítulo V. Procedimientos Paleomagnéticos

Estos cálculos se realizaron con el programa VGP2, el cual, previa captura de las coordenadas del sitio de estudio, permite calcular ya sea las coordenadas de un paleopolo al alimentar las direcciones obtenidas, o las direcciones esperadas para un lugar específico, si se capturan las coordenadas del paleopolo.

El resultado del paleopolo obtenido es entonces comparado con los paleopolos esperados para las rocas en estudio, considerando la Curva de Vagabundeo Polar Aparente del cratón, continente o terreno donde éstas se encuentren, y para la edad de formación de estas rocas. Dependiendo de la coincidencia o diferencia de la misma es como se puede realizar, junto con la información geológica del área, estructural y tectónica, la interpretación de la información obtenida.

Los resultados obtenidos de los estudios a las rocas jurásicas y a la Fm. San Marcos en Potrero Colorado utilizando estos procedimientos, se presentan en el capítulo 8 de resultados paleomagnéticos.

En el siguientes dos capítulos se abordan los principios estructurales básicos para la interpretación de la información estructural, así como los resultados del levantamiento estructural realizado en el Potrero Colorado. Posteriormente se retoman los resultados paleomagnéticos y se hace la discusión con la información tanto estructural como paleomagnética.

Capítulo V. Procedimientos Paleomagnéticos

CAPITULO VI

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL – PRINCIPIOS BÁSICOS

6.1 Introducción

Ya que una interpretación geológica de un área es más completa cuando se utiliza más de una herramienta geológica, en este trabajo se realizó además de una cartografía geológica, un levantamiento estructural del Potrero Colorado, para que junto con la información paleomagnética poder hacer una interpretación más integral de la evolución tectónica del área. El objetivo del trabajo estructural consistió en analizar fallas definiendo su tipo con el uso de indicadores cinemáticos en rocas jurásicas y cretácicas para determinar los paleoesfuerzos que actuaron en este tiempo. El propósito de este capítulo es comentar los principios más elementales tanto teóricos como matemáticos de la deformación frágil para poder comprender mejor los resultados de las estaciones de fallas analizadas.

6.2 Fallas

Son superficies de fracturas que acumularon movimiento separando así a dos o más bloques. El desplazamiento puede ser visible a simple vista u ocurrir a escala microscópica, siendo el desplazamiento paralelo al plano de falla. Estas discontinuidades, las cuales son utilizadas para reconocer y localizar a las zonas de falla, son comúnmente detectables debido a las diferencias litológicas presentes a ambos lados de la falla. Los rasgos más comunes son diferencias morfológicas debido a desplazamientos verticales relativos, y/o diferentes tasas de erosión debido a cambios litológicos a ambos lados de la falla o por cambios en las propiedades mecánicas de la roca debido a la fragmentación mecánica producto del desplazamiento.

Las fallas pueden clasificarse de manera general en fallas normales, fallas inversas, fallas de desplazamiento lateral y fallas de desplazamiento oblicuo (Fig. 6.1). En las fallas normales, el bloque del techo baja con relación al bloque del piso, y los ángulos entre los planos de falla y una superficie horizontal normalmente son del orden de 60° (Fig. 6.1a); las fallas inversas se caracterizan porque el bloque del techo sube en relación del bloque del piso y los ángulos que forman las fallas con respecto a una

superficie horizontal son de $\sim 30^\circ$ o menores (Fig. 6.1b). Las fallas de desplazamiento lateral tienen un movimiento relativo de los bloques de forma lateral o en dirección horizontal, en donde la inclinación de la falla suele ser vertical o muy próxima a la vertical (de 5 a 10° con respecto a la vertical; Fig. 6.1c) y las fallas con desplazamiento oblicuo normalmente son una combinación de las anteriores (Fig. 6.1d)

Esta es la clasificación más general de fallas, existiendo otras clasificaciones dependiendo de su forma o de su génesis, y en la naturaleza es frecuente encontrar combinaciones de las mismas.

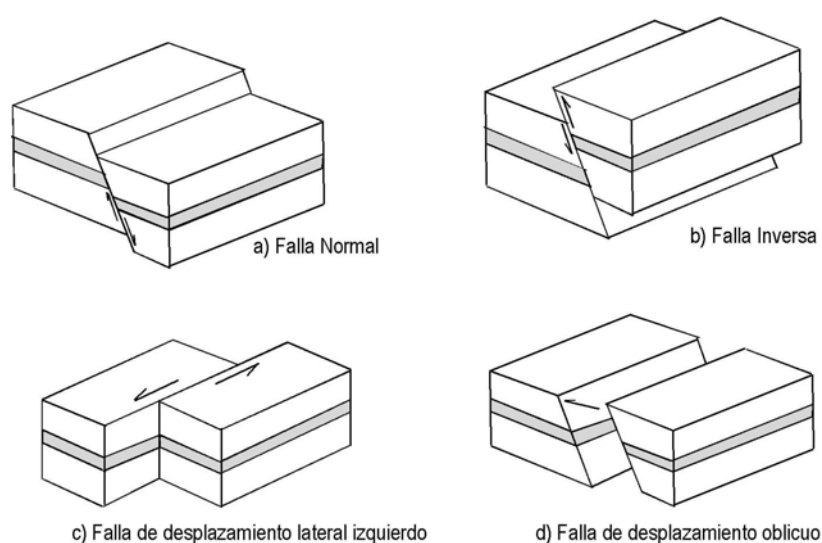


Figura 6.1 Clasificación básica de fallas: a) Falla Normal, b) Falla Inversa, c) Falla de desplazamiento lateral, c) Falla con desplazamiento oblicuo.

6.2.1 Fallas Neoformadas y Fallas Heredadas

Otra forma de clasificar a las fallas, esta basada en si las fallas son nuevas o de primera generación en la roca, las cuales reciben el nombre de “**fallas neoformadas**”. Este tipo de fallas suele desarrollar sistemas de pares conjugados los cuales se realizan bajo una geometría sencilla porque hay un solo esfuerzo tectónico responsable del proceso de fracturamiento. Sin embargo, cuando existen planos de fracturas preexistentes o débiles con orientaciones diferentes sobre los cuales ocurre deslizamiento durante un evento tectónico, no se desarrollará un sistema conjugado de fallas genuino, si no que se retomarán planos preexistentes sobre los cuales se acomodarán los deslizamientos, a este tipo de fallas se les denomina “**fallas heredadas**”.

Por lo tanto, cuando se hace mención de pares conjugados de fallas formadas por un solo evento tectónico, se refiere a fallas neoformadas; y cuando se trata de una reactivación de planos débiles preexistentes, generados en eventos tectónicos anteriores o procesos diagenéticos, se refiere a fallas heredadas (Fig. 6.2).

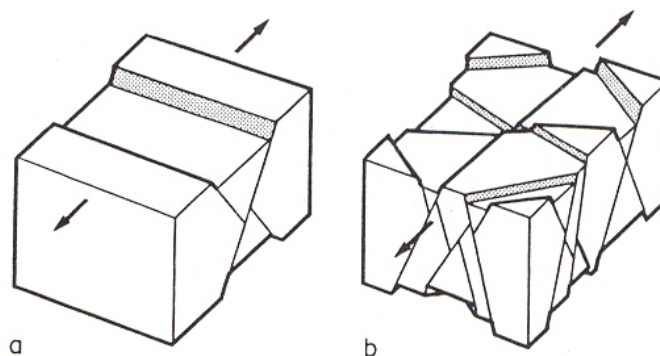


Figura 6.2 Bloques diagramáticos que muestran la geometría desarrollada por a) Fallas neoformadas de tipo normal, y b) Falla heredadas con múltiples direcciones de desplazamiento, que retoman planos de fracturas preexistentes (Tomada de *Angelier*, 1994).

6.3 Dinámica Andersoniana de Fallamiento

Anderson (1951) definió una clasificación de las fallas y basó su clasificación en la observación general que en muchas áreas del mundo, especialmente en las de bajo relieve topográfico, puede inferirse que los ejes de los esfuerzos principales son cercanos a la horizontal y/o a la vertical, aunque esto se cumple solo cerca de la superficie de la corteza. Postuló un “estado estándar” (S.S.) de esfuerzos en la corteza terrestre, en que la magnitud de los esfuerzos horizontales en cualquier profundidad en la corteza es equivalente al “esfuerzo geoestadístico” inducido en esa profundidad por la carga gravitatoria. *Anderson (op. cit.)* planteó que las magnitudes de los esfuerzos horizontales, en relación a los esfuerzos geoestadísticos verticales, podrían cambiar en una de tres formas y podrían causar, cuando los esfuerzos eran suficientemente grandes, el desarrollo de fallas.

Las tres formas básicas son:

1. Ambos esfuerzos horizontales decrecen en magnitud (pero no igual),
2. Ambos esfuerzos se incrementan en magnitud (pero no la misma magnitud), y

3. Un esfuerzo horizontal se incrementa en magnitud, mientras que el otro esfuerzo principal decrece.

Estas variaciones en esfuerzo horizontal resultan en los estados triaxiales representados en la figura 6.3a, donde, si el esfuerzo diferencial es suficientemente grande, generará tres tipos diferentes de fallas: normal, inversa y lateral como se muestra en la figura 6.3b.

Sibson (1973), a partir de esta clasificación, estimó las magnitudes relativas de los esfuerzos diferenciales requeridos para causar deslizamiento en estos tres grupos de fallas subsecuente a su iniciación (Fig. 6.3). En su análisis, *Sibson (op. cit.)* asumió que el eje del esfuerzo efectivo principal intermedio (σ_2) actúa paralelo al plano de la falla y que el eje del esfuerzo efectivo principal máximo (σ_1) hace un ángulo (θ) con el plano de falla de:

$$\theta = 45^\circ - \varphi/2$$

donde $\varphi = \tan^{-1} \mu$ y μ es el coeficiente de deslizamiento friccional.

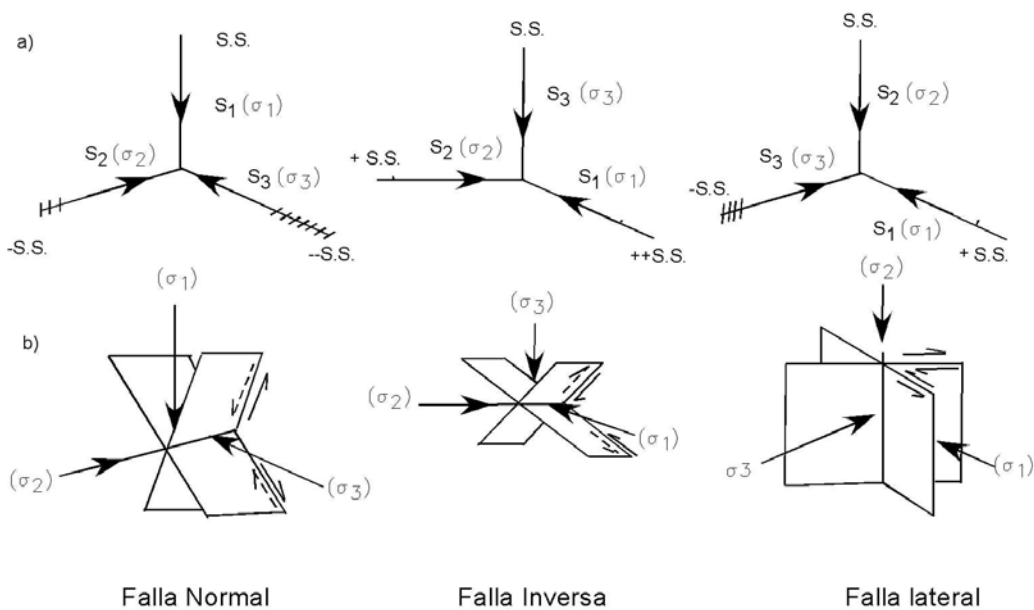


Figura 6.3 Diagrama que muestra a) en la parte superior, las variaciones de los esfuerzos en la Corteza Terrestre a partir de su estado normal "S.S." y b) en la parte inferior, la dirección de los esfuerzos (σ_1 , σ_2 y σ_3) generados a partir del tipo de variación de los "estados normales" indicados en la parte superior; σ_1 es el esfuerzo principal, σ_3 es el esfuerzo menor, y σ_2 es el esfuerzo intermedio que siempre coincide con la intersección de los planos de la falla (Modificado de *Price and Cosgrove*, 1990).

Capítulo VI. Geología Estructural – Principios Básicos

El desplazamiento en el plano de falla es regido por el criterio de deslizamiento estipulado en la *Ley de Amontons* (*Price and Cosgrove*, 1990) definida por :

$$\tau = \mu\sigma_n$$

Esta ecuación puede ser expresada en términos del esfuerzo principal, de forma que el eje de máximo esfuerzo hace un ángulo de $\theta = 45^\circ - \phi/2$ con el plano de falla, el deslizamiento sucede cuando

$$\sigma_1 = k\sigma_3$$

y dado que bajo el principio de *Navier-Coulom*:

$$k = \frac{1 + \text{sen } \phi_i}{1 - \text{sen } \phi_i}$$

entonces se tiene que para fallas normales el esfuerzo requerido para que estas se produzcan esta definido por:

$$(\sigma_1 - \sigma_3) = (k-1) \sigma_1 / k ,$$

para fallas inversas los esfuerzos que se tienen que vencer para producir la falla están determinados por:

$$(\sigma_1 - \sigma_3) = (k-1) \sigma_3 ,$$

y para las fallas laterales los esfuerzos que se requieren para generar la falla están dados por (*Price and Cosgrove*, 1990):

$$(\sigma_1 - \sigma_3) = \frac{2(k-1)}{(k+1)} \sigma_3$$

6.4 Definición de Tensor:

Un tensor es una cantidad matemática que puede ser utilizada para describir el estado o las propiedades físicas de un material. Un tensor se representa por un grupo de componentes escalares referidas a un sistema de coordenadas particulares (*Twiss and Moores*, 1992).

El grado del tensor indica cuantos componentes escalares se requieren para describirlo completamente. El número de componentes c es igual a la dimensión d del espacio físico elevado a la potencia dada por el grado r :

$$c = d^r$$

En un espacio tridimensional ($d = 3$) un escalar es un tensor de orden cero ($r = 0$) y así $3^0 = 1$ componente. Ejemplos comunes son la temperatura, la masa y el volumen.

Un vector es un tensor de primer orden ($r = 1$) con $3^1 = 3$ componentes en un espacio de tres dimensiones ($d = 3$). La fuerza, velocidad y aceleración son cantidades vectoriales. Un tensor de segundo orden ($r = 2$) en el espacio tridimensional ($d = 3$) tiene $3^2 = 9$ componentes; los ejemplos más importantes en geología estructural son el esfuerzo y la deformación (*Twiss and Moores*, 1992).

6.5 Concepto de Esfuerzo

El esfuerzo, como se mencionó en el punto de la dinámica Andersoniana de fallamiento, está representado por el símbolo σ (sigma), y está definido como la fuerza “ F ” por unidad de área “ A ”, o $\sigma = F/A$. Se puede por lo tanto, considerar al esfuerzo como la “*intensidad de la fuerza*”, o una medición de que tan concentrada es la fuerza. Si la fuerza tienen una dirección paralela a la normal del plano donde se aplica, se denomina “*fuerza normal*”, y si tiene una dirección perpendicular a la normal del plano, es decir, es paralela al plano, se llama “*fuerza de cizalla o tangencial*” (*Arellano et al.*, 2002)

Por otro lado, si los esfuerzos se aplican en direcciones diferentes son denominados “*esfuerzos diferenciales*”; si éstos acortan un cuerpo se conocen como “*esfuerzos compresivos*”, pero si tienden a alargar un cuerpo se determinan como “*esfuerzos tensionales*”.

6.6 Tensor de Esfuerzos

En mecánica continua y en geología, el esfuerzo es definido matemáticamente por una cantidad llamada el “*tensor de esfuerzos*”. Los ejes de referencia que se utilizan para ubicarlo se etiquetan como “*x*”, “*y*” y “*z*”, y el componente del tensor de esfuerzos con subíndices. El primer subíndice es el eje coordenado que es perpendicular al plano en el cual el esfuerzo actúa, y el segundo subíndice el eje coordenado que es paralelo a la componente del esfuerzo (Fig. 6.4).

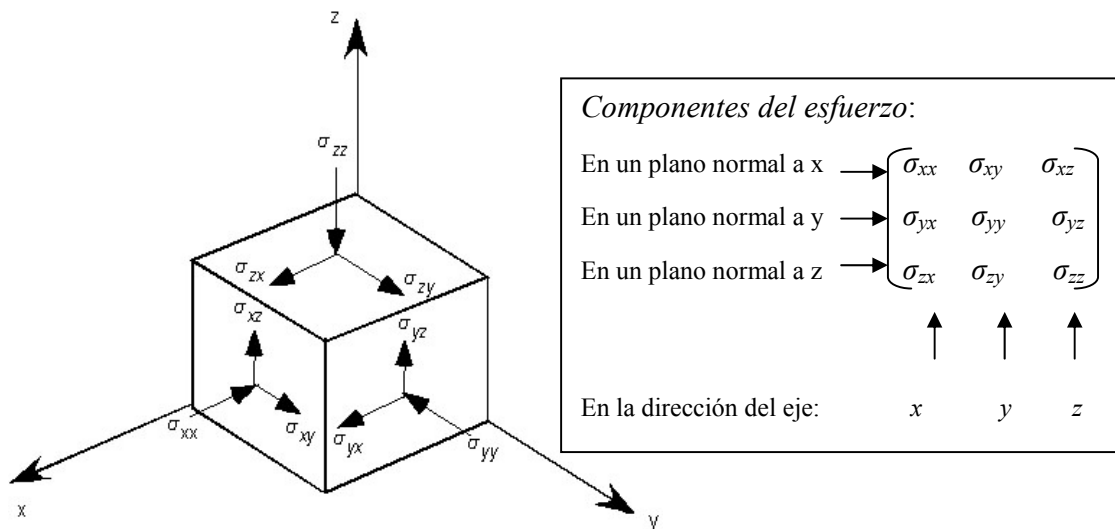


Figura 6.4 Componentes del tensor de esfuerzos aplicados sobre un cubo y su representación matricial; se especifica el significado de los subíndices siendo el primer subíndice el plano normal donde actúa el esfuerzo, y el segundo la dirección del eje donde aplica (Modificado de Means, 1976).

Con objeto de poder trabajar con esfuerzos, los ejes pueden ser cambiados en lugar de *x*, *y* y *z* por x_1 , x_2 y x_3 (Means, 1976). Los componentes de un tensor de esfuerzos se escriben en un orden específico en una matriz. Los esfuerzos superficiales que actúan en las tres superficies coordenadas se escriben en una columna, en donde el subíndice se incrementa de arriba hacia abajo. La componente de cada una de estas superficies de esfuerzo se escriben entonces en un renglón, siendo estos renglones del mismo orden que la superficie del esfuerzo. Así el primer subíndice es el mismo en cada renglón, y este se incrementa en cada columna de arriba hacia abajo; el segundo subíndice se incrementa

en cada renglón de izquierda a derecha por lo que la matriz del tensor puede ser reescrita como:

$$\begin{array}{ccc}
 \sigma_{11} & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\
 \sigma_{21} & \sigma_{22} & \sigma_{23} \\
 \sigma_{31} & \sigma_{32} & \sigma_{33}
 \end{array}$$

diagonal
principal

Las componentes del esfuerzo normal aparecen a lo largo de la diagonal principal de la matriz, y las componentes del esfuerzo de cizalla aparecen en las posiciones fuera de la diagonal principal. Con la convención de los signos del tensor se pueden escribir las ecuaciones siguientes:

$$\sigma_{12} = \sigma_{21} \qquad \sigma_{13} = \sigma_{31} \qquad \sigma_{23} = \sigma_{32}$$

Las tres relaciones de estas ecuaciones definen la “*simetría del tensor de esfuerzos*”, un término que se refiere a la igualdad de los componentes de cizalla que ocurren en la matriz, en posiciones simétricas relativas a la diagonal principal. Con esta convención de signos, las componentes de esfuerzo de cizalla son *iguales* no opuestos, aunque un esfuerzo de cizalla sea en el sentido horario, y el otro en sentido antihorario.

Utilizando algebra matricial puede rotarse el tensor del sistema coordinado actual a un sistema en el que los ejes principales sean perpendiculares a la diagonal principal, puede escribirse entonces la matriz del tensor, de una forma denominada “*tensor de esfuerzos reducidos*” donde los esfuerzos de cizalla, que no se encuentran en la diagonal principal son reducidos a cero, de forma que los esfuerzos sobre el cuerpo quedan representados completamente con los elementos de la diagonal principal y una variable adicional definida como por: $\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$, la cual tiene un rango de valor de 0 a 1. Cuando $\Phi = 0$ indica compresión, mientras que si $\Phi = 1$ indica extensión, y valores intermedios nos indica que el esfuerzo es triaxial (Angelier, 1994).

$$\begin{pmatrix} \sigma_1 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3 \end{pmatrix}$$

diagonal principal

Tensor de esfuerzos reducido

La notación para los esfuerzos principales no cambia, pero la matriz muestra explícitamente que todos los componentes del esfuerzo de cizalla asociados con los esfuerzos principales son cero.

Existen adicionalmente dos variables que representan a un esfuerzo isotrópico, el cual está definido por $l = -\sigma_3$, y por $k = 1 / (\sigma_1 - \sigma_3)$

6.7 Elipsoide de Esfuerzos

Los vectores de esfuerzo alrededor de un punto en tres dimensiones definen un elipsoide llamado “*elipsoide de esfuerzos*”, los cuales son designados por σ_1 , σ_2 , y σ_3 , cuyas magnitudes siempre son $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$, siendo también normales entre sí (Fig. 6.5).

Durante compresión y/o extensión uniaxial se mantiene una relación entre el esfuerzo y la dirección de deslizamiento en una falla, ya que la dirección de deslizamiento (dirección del esfuerzo de cizalla), el esfuerzo normal al plano de falla y el esfuerzo actuante, se mantienen dentro de un plano.

De esta manera, la forma del elipsoide de esfuerzos queda definido por la magnitud del esfuerzos principal intermedio σ_2 con respecto a los otros esfuerzos principales (σ_1 y σ_3). Si el valor de $\sigma_2 = \sigma_3$, el elipsoide es de compresión uniaxial y se denomina “*prolado*” (fig. 6.5a), si $\sigma_1 = \sigma_2$ entonces el elipsoide será de extensión uniaxial (Fig. 6.5b) y si $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ el elipsoide será triaxial denominado “*oblado*” (Fig. 6.5c).

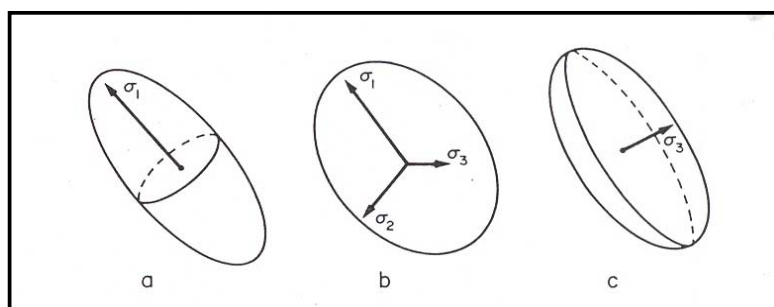


Figura 6.5 Elipsoide de esfuerzo; a) elipsoide uniaxial compresivo prolado ($\sigma_2 = \sigma_3$, $\Phi = 0$). b) elipsoide triaxial, $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$, $0 < \Phi < 1$. c) elipsoide uniaxial extensional oblado, $\sigma_1 = \sigma_2$, $\Phi = 1$ (Tomado de *Angelier*, 1994).

La dirección de deslizamiento depende de la forma del elipsoide de esfuerzos. Para los casos en que $\sigma_2 = \sigma_3$ y $\sigma_1 = \sigma_2$, el esfuerzo normal σ_n , la dirección de deslizamiento σ_s y el eje de esfuerzo σ intersectan el plano de debilidad. Sin embargo, para el caso del elipsoide triaxial, donde $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$, la dirección de deslizamiento es intermedio.

6.8 Criterios para identificar el sentido del desplazamiento de fallas.

Para identificar el sentido de deslizamiento de las fallas en campo existen algunos criterios, entre los principales se pueden mencionar: a) la separación estratigráfica o la identificación de rasgos anteriores al movimiento de la falla, 2) el reconocimiento de pliegues de arrastre cerca de la falla y, 3) el reconocimiento de una variedad amplia de indicadores cinemáticos presentes en la superficies de las fallas.

Los primeros dos criterios mencionados son relativamente fáciles de identificar, sin embargo los indicadores cinemáticos (Fig. 6.6) requieren una explicación adicional (*Angelier*, 1979).

Una descripción de algunos de ellos es la siguiente:

1.- Minerales Escalonados: Se desarrollan debido al crecimiento de cristales en forma de fibras durante el deslizamiento de la falla (*i.e.* calcita, cuarzo, yeso, entre otros). De la misma manera, los minerales fibrosos se desarrollan a lo largo de superficies estriadas formando escalones que indican el sentido de movimiento, siendo un criterio altamente confiable (cerca del 100%).

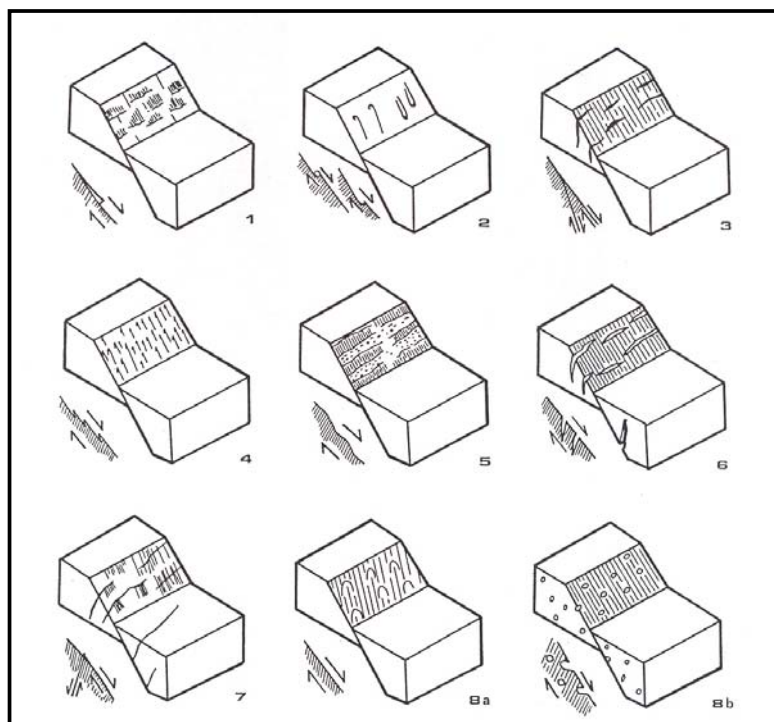


Figura 6.6 Indicadores cinemáticos: 1) minerales escalonados; 2) marcas de rasgos tectónicos; 3) fracturas tipo *Riedel*; 4) Picos estilolíticos; 5) Facetas rugosas y pulidas, 6) Fracturas de tensión en pluma; 7) Fracturas conjugadas 8a) Marcas parabólicas y, 8b) Burbujas deformadas en lavas (Modificado de *Angelier*, 1994).

2.- Marcas de Rasgos Tectónicos: (guijarros u otros clastos). Ocurren sobre el relieve de la superficie de falla como surcos asimétricos (dependiendo del lado observado). La partícula puede ser un grano de cuarzo pequeño o un canto rodado, y estará presente o ausente en el extremo distal de la marca. En un alto porcentaje (85% al 100%) donde la partícula es aún observable, este criterio es confiable.

3.- Fracturas *Riedel* (R): Estas fracturas comúnmente cortan las superficies de falla. Forman ángulos de 5 a 25° con el plano de falla y su sentido de movimiento, donde se puede observar, es el mismo que el del plano de falla principal. Su intersección con la superficie de falla es cercanamente perpendicular a la dire

cción de las estrias. Este criterio, a pesar de numerosos ejemplos convincentes (75%), puede ser ambiguo, especialmente cuando se desarrollan lentes de cizalla paralelos a la superficie de falla.

4.- Picos *Estilolíticos*: Son producidos por el fenómeno de disolución en caras friccionales, el criterio se puede decir, es 100% confiable y muy común en calizas. Se

puede observar en una misma superficie de falla escalones de calcita acresionados (en facetas que tienden a abrirse durante el movimiento de la falla), y picos estilolíticos (en caras que sufren acortamiento), donde la transferencia del carbonato fue facilitada por la circulación de agua. Este hecho indica que tales movimientos de fallas corresponden a arrastre lento, ya que el fenómeno de solución-presión necesita tiempo para que ocurra, en contraste a los deslizamientos súbitos de fallas sísmicas.

5.- Caras rugosas y pulidas: Las caras rugosas tienden a abrirse durante el movimiento de la falla, mientras que las pulidas experimentan fricción. Este criterio es muy común en todos los tipos de roca, pero especialmente en rocas no-calcareas, donde el fenómeno de solución presión no ocurre. Este criterio es ampliamente usado en areniscas, basaltos, etc. Las caras tienen varias formas, en muchos casos, estas son perpendicularmente elongadas hacia la dirección de deslizamiento. Las caras que experimentan fricción están normalmente pulidas y estriadas. Las caras que tienden a abrirse son simplemente rugosas, o están cubiertas con fragmentos de roca, óxidos de hierro o minerales cristalizados (calcita, cuarzo, etc.). Este criterio es 80% confiable.

6.- Fracturas de tensión en pluma: Su intersección con la superficie de falla es aproximadamente perpendicular a las lineaciones de las estrías y hacen un ángulo agudo de 30-50° con la superficie de la falla. Este criterio es 70% confiable.

7.- Fracturas conjugadas: Tienen un 70% de confiabilidad. Como las fracturas *Riedel* y las fracturas de tensión, la intersección de tales fracturas en el plano de falla principal es aproximadamente perpendicular a las estrías.

8.- Otros criterios. Aunque interesantes, son generalmente de menor uso y algunos de ellos pueden ser ambiguos (*i.e.* lentes de fracturas y bloques rotados a lo largo del plano de falla). También se puede mencionar las marcas parabólicas comúnmente encontradas en fallas pulidas (medias lunas).

En Potrero Colorado los lineamientos denominados estrías y los escalones de fallas asociados a fracturas *riedel* son los que más predominaron en el levantamiento estructural, por lo que se discuten a continuación de manera particular.

6.8.1 Clasificación de fallas con base en alineamiento de estrías

En la figura 6.7 se muestran dos planos con diferentes ángulos, el primer ángulo, d , describe la dirección de buzamiento del plano de falla (0-360°); el segundo ángulo p , es el buzamiento del plano de falla (0-90°; figura 6.7a); y el tercer ángulo, i , es el *pitch* de la estría sobre el plano de falla. *Angelier* (1994) propuso una medición de 0 a 360° para el *pitch*, sin embargo en el levantamiento en Potrero Colorado se utilizó la convención de 0 a 90° y se complementó con la dirección de la estría hacia el ángulo más agudo con respecto al rumbo.

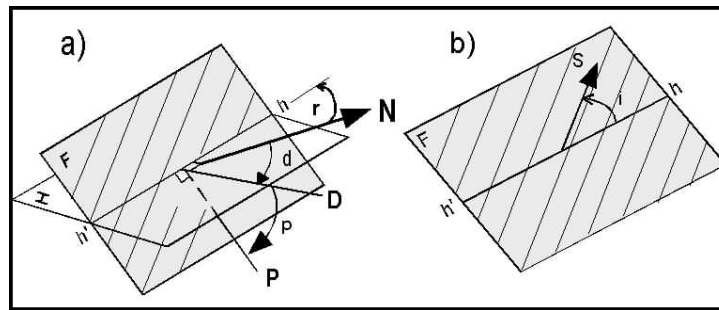


Figura 6.7 Descripción completa de la orientación del deslizamiento sobre un plano de falla con sus tres ángulos d , p , i . a) muestra la orientación del plano de falla, mientras que, b) muestra la orientación del vector de deslizamiento en el plano de falla. N = norte, H = plano horizontal de referencia, F plano de falla, h^2-h = dirección de la falla, r = rumbo de falla, D = dirección del buzamiento (sobre el plano horizontal), P = pendiente del plano de falla, d = dirección del buzamiento del plano de falla (en grados), p = la inclinación del plano de falla (en grados), i = el *pitch* de las estrías (en grados; Modificado de *Angelier*, 1994).

Las relaciones entre el *pitch* de la estría considerada en la figura 6.7 y el sentido de movimiento en la falla, se describe en forma resumida en la figura 6.8. La parte superior del diagrama corresponde a deslizamiento normal y la parte inferior a movimiento inverso; la columna de la izquierda corresponde a deslizamiento lateral izquierdo (siniestral), mientras que la columna de la derecha a deslizamiento lateral derecho (dextral). Las fallas en las cuatro esquinas de la figura corresponden a deslizamiento oblicuo, donde las situaciones de deslizamiento están a favor del buzamiento (normal en el techo, inverso en la base) o del rumbo (derecha o dextral, izquierdo o siniestral). Finalmente, se observa que el sentido de deslizamiento se relaciona al incremento de valores en el ángulo i (*pitch* de la estría) como a continuación se describe de acuerdo a los ángulos de i (Fig. 6.8):

$i = 0^\circ$	Deslizamiento normal puro a favor del buzamiento
$0^\circ < i < 90^\circ$	Deslizamiento oblicuo normal-dextral
$i = 90^\circ$	Deslizamiento dextral puro
$90^\circ < i < 180^\circ$	Deslizamiento oblicuo inverso- dextral
$i = 180^\circ$	Deslizamiento inverso puro a favor del buzamiento
$180^\circ < i < 270^\circ$	Deslizamiento oblicuo inverso-siniestral
$i = 270^\circ$	Deslizamiento lateral siniestral puro y,
$270^\circ < i < 360^\circ$	Deslizamiento oblicuo normal-siniestral.

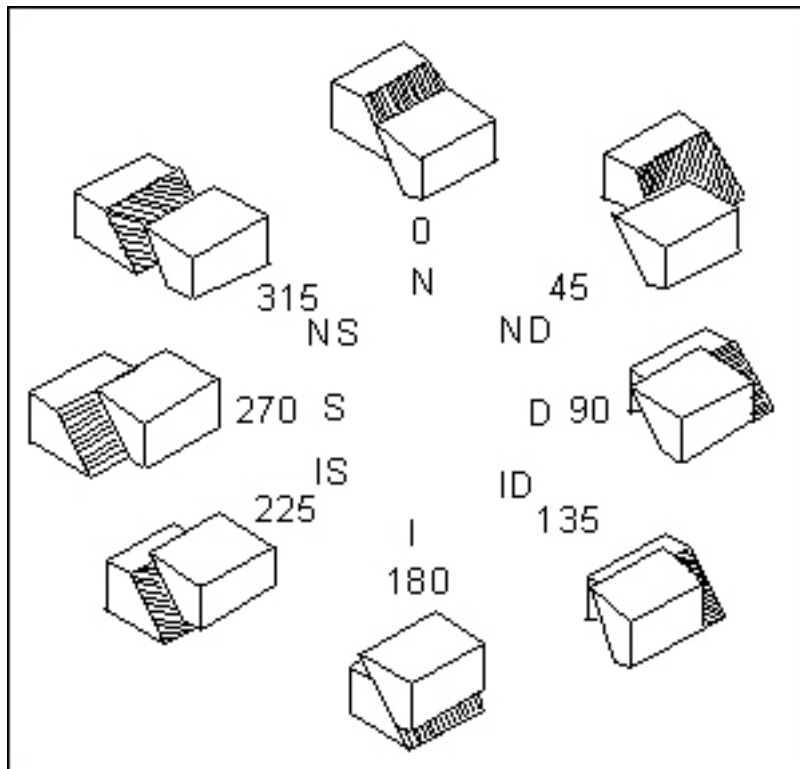


Figura 6.8 Geometría típica de deslizamiento de fallas para planos de falla con el mismo buzamiento. Los valores numéricos corresponden al ángulo i . Las letras indican el sentido de deslizamiento (N, normal; I, Inversa; D, dextral; S siniestral (Tomado de *Angelier*, 1994).

Las fallas frecuentemente están asociadas a sistemas con simetrías particulares. Una familia de fallas presenta una geometría común, en términos de la dirección del buzamiento, inclinación y *pitch* de la superficie estriada. Es claro que las fallas con el

mismo rumbo y contrastantes orientaciones de las lineaciones sobre las superficies estriadas no pertenecen a la misma familia de fallas, debido a que obviamente la dirección del movimiento no es el mismo. Los sistemas de fallas están compuestos por dos o más familias los cuales se mueven bajo un mismo régimen tectónico, por lo que sus mecanismos son consistentes. En contraste, un patrón de fallas es un ensamble geométrico el cual puede incluir diferentes sistemas producto de varios eventos tectónicos (Angelier, 1994).

6.9 Esfuerzos y Paleoesfuerzos

Los ejes de esfuerzos principales tienen una relación directa con la geometría de los sistemas de fallas conjugadas. De acuerdo al sistema de fallas conjugadas, existe una estricta posición de los ejes de esfuerzos. En un sistema de fallas normales conjugadas σ_1 es vertical y corta el ángulo agudo entre las fallas, σ_2 es paralelo a la dirección de intersección de los planos de falla y σ_3 es horizontal y corta el ángulo obtuso entre el par conjugado de fallas (Fig. 6.9a). En un par conjugado de fallas laterales, σ_1 será horizontal cortando el ángulo agudo de intersección entre ambas fallas, σ_2 será vertical paralelo a la dirección de intersección del par de fallas, y σ_3 estará horizontal cortando el ángulo obtuso (Fig. 6.9b). Para el caso de un par conjugado de fallas inversas, σ_1 es horizontal y corta el ángulo agudo formado por el par de fallas, σ_2 es horizontal paralelo a la dirección de intersección de los planos de fallas, y σ_3 es vertical y corta el ángulo obtuso entre las fallas inversas (Fig. 6.9c)

Para reconocer que existe un sistema de fallas conjugadas deben de cumplirse ciertas condiciones:

- 1) Que existan dos familias de fallas
- 2) Que ambos grupos de lineaciones en las superficies estriadas sean perpendiculares a la dirección de intersección de la falla.
- 3) Que el sentido de cizalla en las fallas que componen el par conjugado sea opuesto, de tal manera que el acortamiento ocurra dentro del ángulo agudo existente entre las fallas.
- 4) Que el ángulo entre las fallas sea consistente con las propiedades mecánicas de la roca en el tiempo del fallamiento.

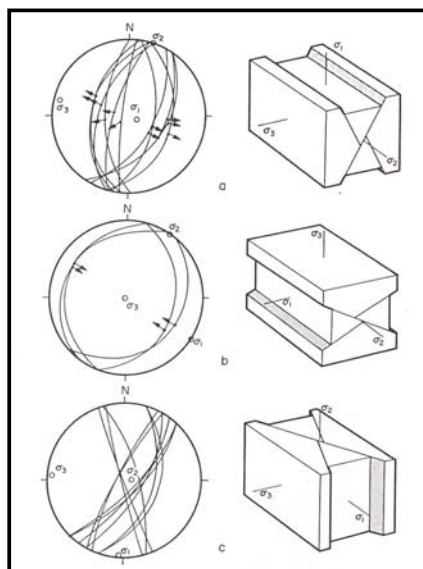


Figura 6.9 Ejemplos de sistemas de fallas conjugadas: a) fallas normales, b) fallas de rumbo y c) fallas inversas. En el lado izquierdo estereogramas de Schmith, proyección en el hemisferio inferior y en el lado derecho diagramas de bloque (Tomado de *Angelier*, 1994).

Una vez satisfechos estos requerimientos, pueden reconstruirse los ejes de los paleoesfuerzos:

- a) σ_1 corta el ángulo agudo entre las fallas
- b) σ_2 corresponde a la dirección de intersección de las fallas y,
- c) σ_3 corta el ángulo obtuso entre las fallas

El criterio descrito anteriormente, se aplica solamente a sistemas de fallas conjugadas, y aún así, en sistemas de fallas naturales, debido a las irregularidades en las fallas y a las incertidumbres en la medición, puede haber variaciones, por lo que el cálculo de la posición de los ejes de esfuerzo debe hacerse de manera estadística.

6.10 Aplicación del método inverso en la reconstrucción del paleoesfuerzo

Existen dos métodos para reconstruir paleoesfuerzos usando datos de deslizamiento de fallas, estos métodos son el método directo y el inverso.

El “**problema directo**” consiste en determinar la orientación y el sentido de deslizamiento conociendo la orientación del plano de la falla, para un tensor de esfuerzos conocido teoría de Anderson (*Anderson, 1951*); en otras palabras consiste en conocer la fuerza y dirección y estimar la orientación de fallas y estrías.

El “**problema inverso**”, consiste en determinar el tensor de esfuerzo principal conociendo la dirección y sentido de deslizamiento de diferentes fallas (hipótesis de Wallace; *Wallace, 1951, Bott, 1951*).

Tanto en el problema directo como en el problema inverso, los deslizamientos de fallas indicado por las estrías dan la dirección y sentido del esfuerzo de cizalla, correspondiente a un tensor de esfuerzos común entre todas ellas.

Teóricamente todas la fallas asociadas a un mismo evento tectónico se mueven de forma independiente pero con consistencia bajo un solo tensor de esfuerzos. Sin embargo, puede haber variaciones debido a la influencia de patrones de esfuerzos locales, los cuales indicaran una pequeña variación angular entre la dirección de la estría real “*s*” y la dirección de la estría teórica “*t*” respecto al plano de falla (Fig. 6.10).

Para analizar los deslizamientos de fallas en Potrero Colorado, se utilizó el método de inversión de datos de estrías de *Angelier (1990)*, el cual obtiene el tensor de esfuerzo reducido calculado mediante el programa de computo “*INVD*” versión 6.01 (*Angelier, 1990*).

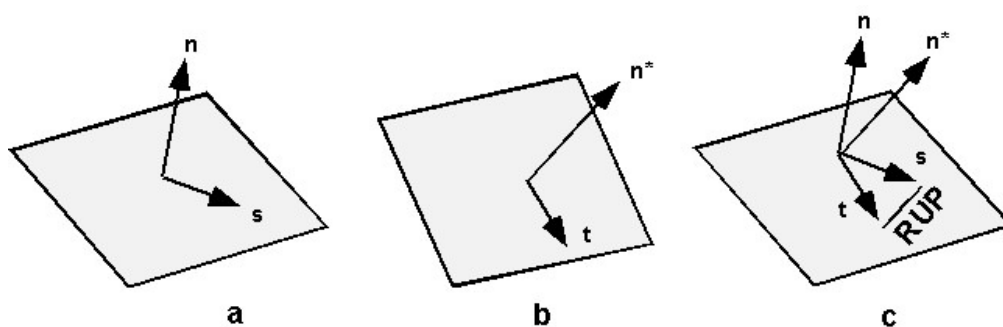


Figura 6.10 Deslizamiento real (a), contra teórico (b), y diferencia entre el deslizamiento real contra el teórico (c); *n* es la normal con el plano de falla, *s* es el vector de deslizamiento unitario, *t* es el esfuerzo de cizalla calculado; *n** es la normal al plano de falla de mejor ajuste donde *t* fue calculado. La diferencia entre las direcciones de *s* y *t* en c) es conocida como RUP o medidor de calidad (Modificado de *Angelier 1990, 1994*).

Aunque exista una gran similitud entre los deslizamientos de los planos de falla, siempre existirá una pequeña variación angular entre la dirección de la estría real *s*

(vector de deslizamiento) y la dirección de la estría teórica t (vector de esfuerzos teóricos), respecto al plano de falla (Fig. 6.11). De esta forma, el objetivo principal en el análisis de la inversión de datos de deslizamientos de fallas es identificar cuales deslizamientos de planos de fallas pertenecen a un solo régimen tectónico y a un tensor de esfuerzos común (Angelier, 1994).

Angelier (1990) propuso un método analítico de inversión de datos para el análisis de deslizamientos de fallas, en el que se determina el tensor de esfuerzos reducido utilizando datos de deslizamiento de fallas. Esto se lleva a cabo utilizando un programa de cómputo, donde se realiza la inversión de los datos de una manera directa y rápida. Este método, analiza la relación angular entre la estría real s , sobre el plano de falla y la estría teórica t , sobre la misma. Al analizar diversos planos de falla, el programa determina la magnitud relativa del esfuerzo de cizalla, que fue requerido para inducir el deslizamiento, sin importar la cohesión y la fricción de la roca. Del resultado de este análisis, se obtiene un tensor de esfuerzos para los deslizamientos de fallas analizadas.

Debido a que cada deslizamiento de falla corresponde a una relación entre el tensor de esfuerzos y el esfuerzo de cizalla, para poder determinar la orientación de la cizalla en planos débiles, es necesario considerar cuatro variables, las cuales corresponden a: σ_1 , σ_2 , σ_3 y el valor Φ . Estas cuatro variables, se calculan a partir de introducir datos de fallas utilizando el programa *INVD*, habiéndose considerado la orientación del deslizamiento de la falla y el sentido de movimiento. La determinación de estas cuatro variables en la reconstrucción de paleoesfuerzos, se le denomina, como se mencionó anteriormente, “*Tensor de esfuerzos reducido*” (Angelier, 1994).

Mientras σ_1 sea vertical, se generará un fallamiento normal; cuando σ_3 sea vertical, se inducirá un fallamiento inverso; pero, si se tiene un σ_2 vertical el fallamiento será lateral.

Un punto importante, bajo el cual el programa de Angelier (1990) se fundamenta, es el principio del método del diedro recto. Este principio está fundamentado en que todos los deslizamientos de fallas sujetos a un mismo régimen tectónico, deben corresponder en términos del diedro “*P*” (presión) y el diedro “*T*” (tensión). Los deslizamientos de fallas que no estén dentro de este rango, podrán ser datos correspondientes a otro evento tectónico o debido a malas mediciones de campo. En este

caso, σ_1 corresponderá al rango del diedro P y σ_3 corresponderá al rango del diedro T (Angelier, 1994). La utilización de este método requiere tomar en cuenta algunas consideraciones con respecto a los datos que no se ajusten a los rangos de los diedros; estos pueden corresponder a:

- a) Errores en la determinación del sentido de deslizamiento sobre el plano de falla, lo cual repercute en el intercambio del rango de P y T ;
- b) La presencia de deslizamientos de fallas relacionadas a otro régimen de esfuerzos que pudiera indicar un fallamiento polifacético y,
- c) A la dispersión natural de deslizamientos de fallas (Angelier, 1994).

De esta manera, uno de los puntos más importantes en el análisis del tensor de esfuerzos, es la toma de datos en campo. Esto es fundamental debido a que dependiendo de la calidad de los datos, será la confiabilidad de los mismos. La toma de datos se realiza en todas las escalas posibles, refiriéndose a fallas de grandes dimensiones o a fallas de pequeñas dimensiones. Cabe mencionar, que fallas de grandes dimensiones tendrán mayor peso en el análisis del paleoesfuerzo que las fallas de pequeñas dimensiones. La exactitud en las mediciones del rumbo de falla en el buzamiento del plano de la falla y en el *pitch*, serán un aspecto importante para la confiabilidad de cada dato de deslizamiento de falla en la reconstrucción de paleoesfuerzos.

6.11 Estimador de Calidad RUP

Para evaluar la calidad y confiabilidad de los datos utilizados en el cálculo del tensor de esfuerzos, el programa *INVD* de Angelier (1990) utiliza un estimador de calidad, el cual se denomina “Estimador de calidad individual” o “Estimador de calidad promedio” (“RUP”). Éste permite calcular la homogeneidad de los datos de deslizamiento de fallas tomando en cuenta además de los niveles de desviación angular promedio, la magnitud del esfuerzo de cizalla relativo (Angelier, 1990).

El principio básico en la determinación del tensor de esfuerzo implica que por cada dato de deslizamiento de falla, la dirección y el sentido del movimiento, deberá ser igual o muy similar al esfuerzo de cizalla que se indujo sobre el plano de falla por el tensor de esfuerzos común (Angelier, 1994).

El estimador de calidad individual “RUP”, evalúa en % la coherencia de la estría real s (vector de deslizamiento) con respecto a la estría teórica t (esfuerzo de cizalla computado) sobre el plano de falla, estimándose así la coherencia. El valor del RUP puede variar de 0° hasta el 200% en donde el 0° corresponde a cero diferencia entre la estría calculada y la real, y 200° corresponde a una diferencia de 180°

Cuando los valores del RUP son $\leq 50\%$ se considera que los datos son excelentes, si el RUP es $\leq 75\%$ son aceptables, y valores de $75-100\%$ o mayores son descartados (Fig. 6.11).

Este método es muy importante ya que nos permite determinar el esfuerzo promedio aplicado a las rocas, así como también las variaciones locales que ocurren en el macizo rocoso. En general, se puede decir que el programa satisface dos objetivos principales:

- Obtener ángulos lo más pequeño posibles entre el esfuerzo de cizalla computado y el vector de deslizamiento real y,
- Obtener magnitudes lo más grande posibles de esfuerzo de cizalla para superar la fricción y cohesión de la roca.

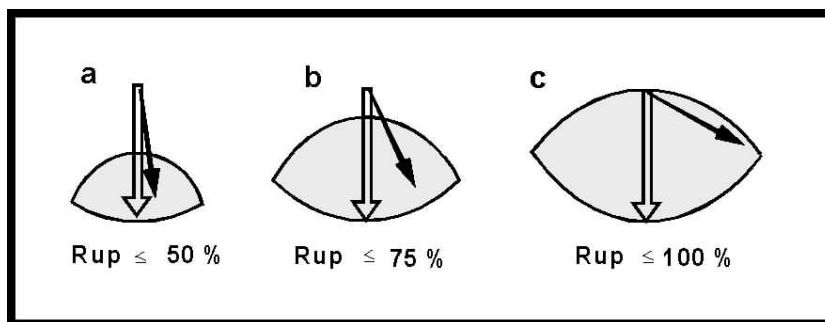


Figura 6.11 Estimador de calidad individual RUP, en donde la flecha abierta indica la estría teórica “t”, y la flecha negra la estría real “s”, El área sombreada es donde puede encontrarse el esfuerzo (Tomado de *Angelier*, 1990; 1994).

De esta forma, se puede determinar el tensor de esfuerzos promedio causante de la activación de las fallas, así como de los sentidos y direcciones de movimiento (*Angelier*, 1990).

6.12 Metodología utilizada en la toma de datos de fallas

Entre las diferentes metodologías para obtener datos en planos de falla, en este caso particular, la metodología empleada en el análisis de las fallas debía de ser acorde para poder utilizar el programa de cómputo *INVD* de *Angelier* (1990). Esta consta de cuatro partes: 1) **el rumbo de la falla**; este ángulo es azimutal, representándose en un rango de 0-360°; 2) **el buzamiento de la falla**; este ángulo tiene un rango de 0-90°, indicándose la dirección del buzamiento; 3) **el *pitch* de la estría**; que indica la dirección del movimiento; este ángulo tiene un rango de 0-90°, midiendo el ángulo agudo entre la estría y el rumbo de la falla. En caso de que el plano esté muy horizontal se toma el azimut de la estría en un rango de 0-360° y 4) **el sentido de movimiento del plano de falla**; este sentido de movimiento se obtiene analizando los indicadores cinemáticos sobre el plano de falla, de tal manera que se obtenga un sentido de movimiento inverso, normal, lateral derecha o izquierda; o en tal caso la mezcla de algunas de ellas (ej. normal derecha, inversa izquierda, etc.).

Al final se obtiene una notación como la siguiente: “CN 25°/40° SE - 71° NE”. Donde: CN: Cierta Normal; 25°: azimut de la falla; 40° SE: ángulo y dirección de buzamiento; 71° NE: dirección de la estría hacia donde define un ángulo menor a 90° con respecto al plano horizontal.

Es importante mencionar la relación que existe entre el buzamiento de la falla, la dirección de la estría y el sentido de movimiento de la estría. Analizando estos tres parámetros, se desarrolla toda una clasificación de fallas; si el *pitch* es vertical sobre el plano de falla, se tratará de fallas normales o inversas; si el *pitch* es horizontal, serán fallas laterales derechas o izquierdas; y en caso de que el *pitch* esté a 45°, la falla tendrá desplazamientos oblicuos, combinando fallas laterales derechas o izquierdas con fallas normales o inversas.

Algo que es muy importante en la toma de datos es la definición del rumbo, el tipo de falla (normal, inversa y/o lateral), además de su inclinación y *pitch*. El programa proporciona diferente valor a un plano de falla considerado como “CIERTO”, es decir cuando todos los datos de la falla han sido definidos con certidumbre, o como “PROBABLE”, cuando alguno de los datos es dudoso o es imposible definirlo. Otra consideración clave para el entendimiento de los datos resultantes del tensor de esfuerzos

Capítulo VI. Geología Estructural – Principios Básicos

calculado, es el definir, en la medida de lo posible, si la falla que ha sido medida corresponde a una falla “neoformada” (falla generada en un material homogéneo sin fracturamiento tectónico previo) o “heredada” (falla producida sobre una fractura previa o falla que retoma un plano antiguo para absorber un desplazamiento).

Con la finalidad de reducir los posibles errores en la toma de datos en campo, debidos ya sea a irregularidades en el plano de falla o simplemente a una mala toma de datos, el programa de cómputo de *Angelier* (1990), determina los sistemas de fallas conjugadas y la posición de los ejes del campo de esfuerzo con base en las orientaciones promedio.

En el siguiente capítulo se presentan los datos estructurales del levantamiento realizado en Potrero Colorado y el análisis estructural de la misma. La interpretación final de esta información se presenta en el capítulo nueve.

CAPITULO VII

GEOLOGIA ESTRUCTURAL EN POTRERO COLORADO

7.1 Introducción

En este capítulo de geología estructural se presentan los resultados del análisis de fallas colectadas en estructurales tomados en Potrero Colorado, en donde se realizaron estaciones de falla en diferentes áreas y niveles estratigráficos, considerando fallas de diferentes escalas, para determinar las deformaciones de las rocas presentes en el área. De esta forma el presente análisis estructural está orientado a documentar las fallas que se encuentran tanto en las rocas jurásicas (Capas Tanque Cuatro Palmas y Colorado), como Neocomianas (Fm. San Marcos), que conforman el núcleo de la sierra La Fragua, y algunos datos en la Fm. Aurora del Cretácico Inferior en la parte sur del área, en lo que se considera la zona más cercana a la Falla San Marcos (FSM).

7.2 La Falla San Marcos

El área de Potrero Colorado se encuentra en la parte norte de la traza de la FSM en la parte central de Coahuila. Esta falla es una estructura muy importante en el NE de México la cual tiene evidencias determinantes de su actividad desde el Jurásico Tardío al Terciario Temprano (*Charleston* 1981; *Padilla y Sánchez*, 1982; *McKee et al.* 1984, 1990), y que separa a un bloque continental elevado de una cuenca en la parte norte. De igual forma separa a dos zonas con diferente estilo de deformación laramídica: hacia el norte, el Cinturón Plegado de Coahuila, y hacia el sur el Bloque de Coahuila. Además, se ha documentado que esta falla ha representado una vía para el ascenso de materiales magmáticos (*Chávez-Cabello*, 2005).

La FSM tiene una orientación WNW-ESE de manera general en el NE de México; sin embargo, en el área de estudio la traza de la falla tiene una orientación E-W. Hacia el este del área toma una dirección ESE, y hacia el oeste del área la traza toma una dirección WNW (Fig. 2.3). De esta forma, a escala regional nos encontramos en una zona con doblez de falla donde ocurre un cambio en la dirección de la misma en un tramo relativamente corto en comparación con la dimensión de la falla.

7.3 El Anticlinal de la Sierra La Fragua

Otra estructura muy importante en el área de estudio es el anticlinal de la sierra La Fragua, el cual tiene una longitud de más de 20 km., y que conforma precisamente la sierra La Fragua. Este gran pliegue asimétrico tiene hacia la parte norte una pendiente muy suave, de 20° a 30° , y en la parte sur las pendientes son sumamente pronunciadas, muy cercanas a los 90° hasta invertidas, conformando lo que se conoce en inglés como un pliegue tipo “*drape*” o en español como “*pliegues de sabana*”. Las rocas que están siendo plegadas son principalmente rocas calcáreas de las formaciones Cupido y Aurora, que son las que conforman básicamente la sierra La Fragua, y debido a la fuerte erosión en el Potrero Colorado, ha quedado expuesto el núcleo del anticlinal, aflorando las rocas más antiguas. Estas rocas presentan fallas generadas en tiempos ligeramente posteriores a su formación, y anteriores a la depositación del conglomerado de la Fm. San Marcos y las rocas calcáreas de las Fms. Cupido y Aurora. Aunque también estas rocas, presentan deformación que se llevó a cabo durante la creación de la propia sierra La Fragua.

De acuerdo a *Chávez-Cabello* (2005), el anticlinal asimétrico de la sierra La Fragua se generó en dos etapas. Primero durante un despegue regional, primera fase de la orogenia Laramide, se generaron pliegues por doblez de falla (*fault bend fold*; Fig 7.1). Segundo en la etapa tardía de la orogenia Laramide ocurrió reactivación de las fallas de basamento en la zona, incluyendo a la FSM, que representó a la segunda fase de deformación Laramide entre 46-31.5 Ma. Esta reactivación de tipo inversa basculó al flanco trasero del pliegue por doblez de falla incrementando su inclinación hacia el sur y en otros lugares generó hasta su inversión, generando una estructura clásica de pliegue tipo *drape* o de sabana, clásicos de reactivación de fallas de basamento (*Chávez-Cabello* op. cit.).

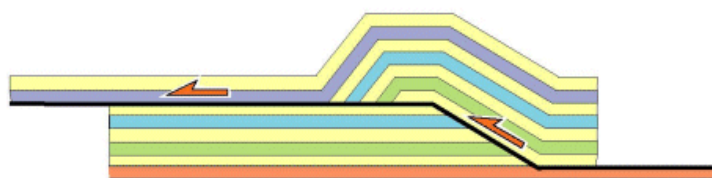


Figura 7.1 Modelo de formación de un pliegue por doblez de falla “*fault-bend fold*” El pie de la falla permanece sin deformar (*Twiss and Moores*, 1992).

7.4 El sistema de fallas oblicuo

En la parte central del área se localizaron una serie de fallas normales con rumbo general NE-SW, oblicuas a la FSM, con desplazamientos del orden de metros, y longitud de varios km. Estas fallas forman fosas y pilares en el núcleo del anticlinal de La Fragua y afectan básicamente a rocas jurásicas (capas Tanque Cuatro Palmas y Colorado), así como cretácicas (Fm. San Marcos). En algunos casos estas fallas han sido reactivadas, ya sea de con misma componente normal, y otras con componente laterales derechas e izquierdas menores, pero no se aprecia que afecten a las rocas carbonatadas marinas cretácicas. A continuación se hace una descripción más detallada de este sistema de fallas oblicuo a la FSM, y se presentan los resultados del cálculo de los tensores de esfuerzos determinados para las mismas.

7.4 Cálculo del Tensor de Esfuerzos.

Utilizando el programa *INVD* de *Angelier* (1990) se calcularon los tensores de esfuerzo para las diferentes familias de fallas reconocidas en el área de Potrero Colorado. Algo importante a destacar fue que se separaron diferentes familias de fallas, así como también se hizo una separación entre el fallamiento heredado y el fallamiento neoformado presente en los eventos de re-activación de la FSM. (Tabla 7.1).

Tabla 7.1 Solución de los tensores de esfuerzos con el método *INVD* (*Angelier*, 1990). T: Cronología del fallamiento (1: Jurásico Tardío, 2: Cretácico Temprano, normal neoformado, 3: Paleógeno, inverso heredado durante el evento Laramide); σ_1 , σ_2 , σ_3 : ejes principales del tensor de esfuerzo (inmersión/rumbo en grados); Φ : relación $(\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$; N: Número de datos; RUP: Valor promedio en % del estimador de coherencia del programa de *Angelier*, para datos con RUP < 75%; la-cC: limolitas y areniscas basales, cC: capas Colorado (eolianitas); SM: San Marcos y Au: Aurora. (Modificada de *Chávez-Cabello*, 2005).

Formación	Tipo de falla	Sitio	T	σ_1	σ_2	σ_3	ϕ	N	RUP	Q
la-cC	Normal	PC-13	1	73/051	01/319	17/228	0.267	10	21	A
cC	Normal	PC-15	1	71/019	04/289	18/199	0.024	25	10	A
cC	Lateral	PC-2	1	12/237	68/001	17/143	0.285	43	9	A
cC	Normal	PC-7	1	78/143	10/295	05/026	0.840	7	30	A
cC - SM	Normal	PC-14	2	87/173	02/301	02/031	0.766	18	27	A
cC	Normal	PC-9	2	64/017	22/165	12/260	0.247	16	21	A
Au	Inversa	PC-12	3	16/012	02/102	74/199	0.673	30	28	A
cC	Lateral	PC-6	1	03/253	82/141	07/343	0.589	8	30	A
cC	Lateral	PC-6 y 5	1	04/254	86/84	01/344	0.482	14	31	A
cC	Lateral	PC-5	1	13/259	72/34	12/166	0.508	6	28	A
cC	Lateral D	PC-2 y 4	1	58/282	0/12	32/102	0.587	68	60	A

7.5 Estructuras Jurásicas

Se consideran estructuras jurásicas a las que se encuentran en las capas Coloradas, y a las limolitas y areniscas que se encuentran litológica y estructuralmente debajo de ellas, ya que como se explicó en el capítulo de Geología Local, *McKee et al.* (1990) las consideraron jurásicas por encontrarse debajo de la Formación San Marcos, y las correlacionó con las capas Tanque Cuatro Palmas del valle de San Marcos, ya que en este lugar la Fm. San Marcos sobreyace a las capas Tanque Cuatro Palmas en las cuales se identificaron amonites del Tithoniano (*McKee et al.*, 1990).

Se realizaron estaciones de fallas en diferentes lugares dentro del área, se describen a continuación algunos sitios que se consideran los más importantes, por revelar la situación de las rocas probablemente en el Jurásico y ciertamente en el Cretácico.

En la parte centro sur del Potrero, sobre las coordenadas N 26° 45' 1.5'' y W 102° 37' 16.3'' se localiza un afloramiento en las capas Colorado, en la unidad inferior constituida por limolita y arenisca (Fig. 7.2A y 7.2B). En este sitio se realizó una estación, en la cual se documentaron fallas que presentan fracturas *riedel* que permiten interpretar la cinemática del fallamiento de estas rocas, que bajo la consideración de *McKee et al.* (1990) podrían haberse formado en el Jurásico Tardío.

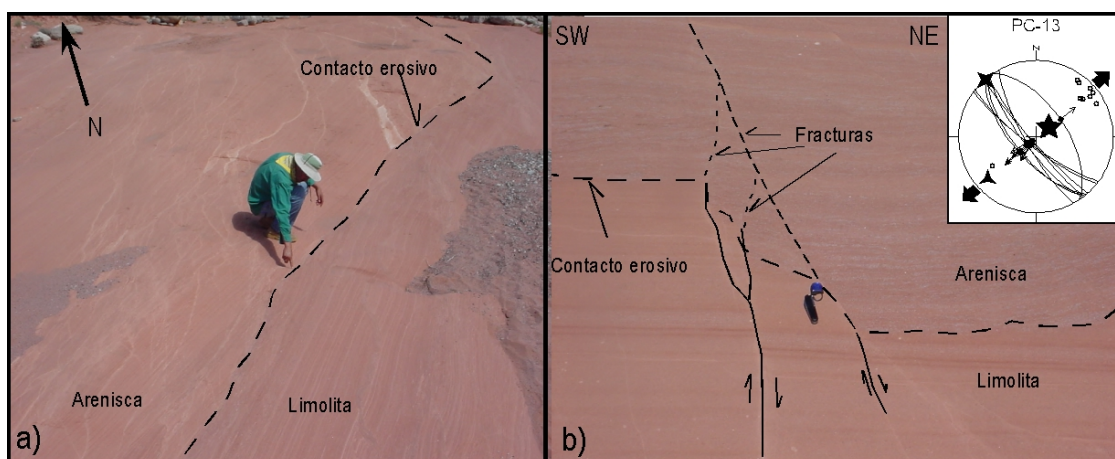


Figura 7.2A Afloramiento de limolitas y areniscas jurásicas donde se aprecia el movimiento de las fallas normales sinsedimentarias. a) contacto erosivo entre la arenisca y la limolita y, b) detalle que muestra la depositación posterior de las areniscas al fallamiento, y donde existe una propagación de fracturas menores dentro de la arenisca a partir de las fallas normales más antiguas. En la parte central cerca de la traza de falla se encuentra una navaja como escala.

En la figura 7.2A se observa el afloramiento del sitio y la red que representa el fallamiento registrado en este lugar, consistente de fallas normales con rumbo NW-SE en donde se calculó que el esfuerzo compresivo máximo (σ_1) está orientado al NE con 51° , y tiene una inmersión de 73° (cerca de la vertical), y el esfuerzo intermedio (σ_2) es horizontal y coincide con el rumbo de las fallas, mientras que σ_3 tiene un ángulo de 17° con un azimuth de 228° (Tabla 7.1). En este sitio se pueden apreciar fallas formadas en la limolita, donde existió una etapa erosiva que las afectó, y posteriormente la depositación de la arenisca. El paquete de sedimentos en estas fallas está más relleno sobre el lado derecho, lo que significa que después del movimiento de las fallas, hubo algo de erosión que generó el relleno de las partes más bajas, y posteriormente hubo movimiento nuevamente sobre las mismas fallas que afectó tanto a la limolita como a las arenisca. Las fallas antiguas en la limolita, al parecer propagaron desplazamientos menores sobre la arenisca superiores después de su depósito (Fig. 7.2A-b).

Otro rasgo muy característico es que varias de las zonas de falla sinsedimentaria muestran rasgos de licuefacción (*i.e.* caso de fallas laterales derechas), lo que apoya la hipótesis de que el fallamiento ocurrió aún cuando parte de los sedimentos presentaban saturación de agua o escasa litificación, esto porque se observan zonas de deformación con mezcla de sedimentos sin rasgos de deformación frágil (Fig. 7.2B).

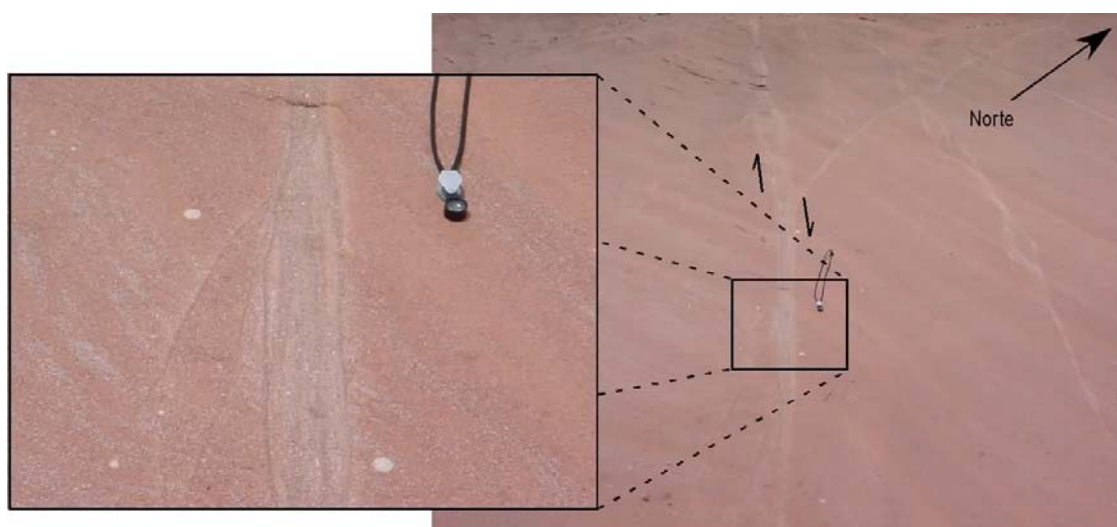


Figura 7.2B Detalle de fallas laterales con rasgos de licuefacción, que no muestra rasgos de deformación frágil.

En este sitio se levantaron dos estaciones de falla, PC-2 y PC-4, en limolita y arenisca de las capas Tanque Cuatro Palmas (Fig. 7.3), las cuales presentan movimiento lateral derecho. Estos movimientos, combinados con los movimientos normales documentados en la estación PC-13, en las mismas capas, indican que hubo movimiento de fallas normales y laterales derechas activo durante el tiempo y poco después de la formación de las rocas. Es decir existen fallas sinsedimentarias, por lo que estarían evidenciando un movimiento normal y lateral derecho en tiempo Jurásico en esta área. En otras palabras, la deposición de la limolita y la arenisca ocurrió durante fallamiento normal y lateral derecho activo.

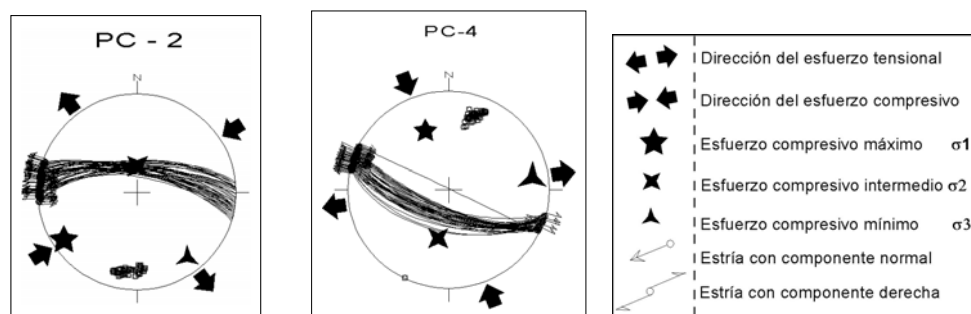


Figura 7.3 Redes estereográficas de los sitios PC-2 y PC-4 en la arenisca y limolita jurásica, las que determinan un movimiento lateral derecho sobre superficies heredadas en fallas normales de estas rocas. La simbología que se presenta aquí aplica para todas las redes que se muestran en el presente capítulo.

El sitio PC-15 es interesante también, en donde se documentaron fallas normales en la parte central de Potrero Colorado en las capas Colorado, o eolianitas. En esta sitio se ubican fallas normales en dominó con rumbo NW-SE e inclinación hacia el SW, separadas por varios metros las cuales tienen ángulos de inclinación de alrededor de 60°, lo que es característico de las fallas normales (Fig. 7.4).

En estas fallas no se localizaron superficies estriadas, debido a que las areniscas están poco cementadas, por lo que en muchos de los casos la dirección y el sentido del movimiento fue inferido con base en el arreglo de los escalones de falla y de las fracturas *riedel* reconocidas en los planos de falla.

La parte superior de estas eolianitas tiene un tipo de erosión característico con abundantes oquedades, en estas rocas no se aprecia de manera evidente que estén siendo cortadas por las fallas en dominó. Es importante señalar que las fallas son exclusivas de

estas capas ya que no se encuentran afectando a las rocas más jóvenes. Lo anterior implica que el fallamiento también fue activo durante el depósito de las capas Colorado.

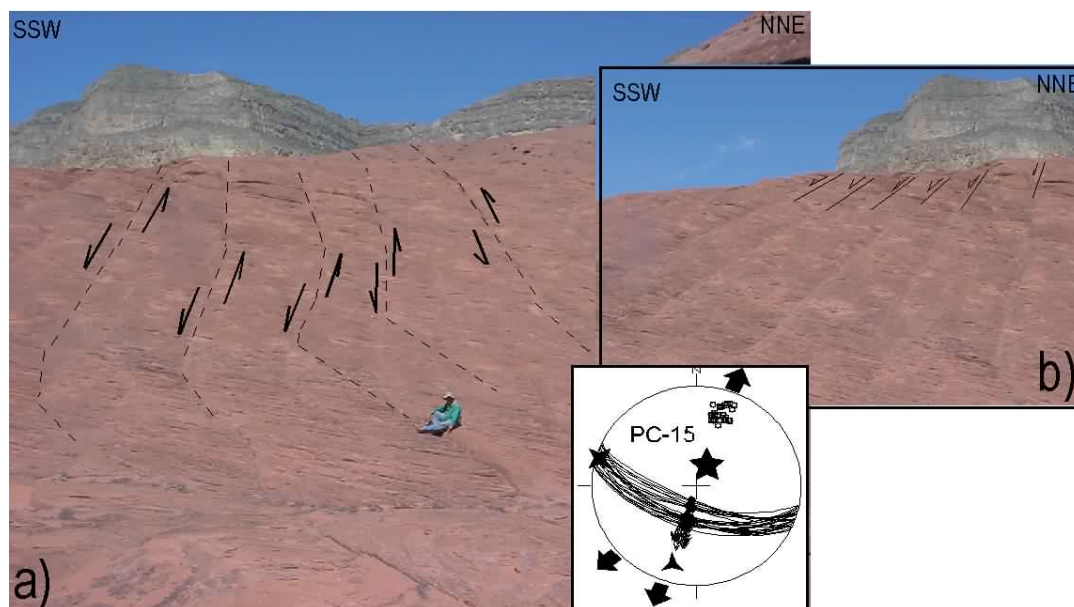


Figura 7.4 a) Fallas normales en dominó en las eolianitas en la parte central del Potrero Colorado; El efecto visual curvo de las fallas es debido a la topografía del terreno; b) se aprecian las mismas fallas, desde una mejor ángulo. La referencia de la escala esta dada por la figura humana en la figura a.

Estas fallas normales en dominó presentan en su superficie escalones de falla con fracturas *riedel* bien desarrolladas. Estos indicadores cinemáticos están revelando una reactivación de las fallas normales con componente lateral derecha (Fig. 7.5). Los planos normales reactivados como fallas laterales ocurren abundantemente en la capas Colorado, tanto en la eolianita como en el paquete de limolitas y arenisca de la unidad inferior de estas capas. Sin embargo, este movimiento lateral no se aprecia en las fallas que cortan la Fm. San Marcos. Lo anterior implica que la componente lateral derecha menor es exclusiva del Jurásico.

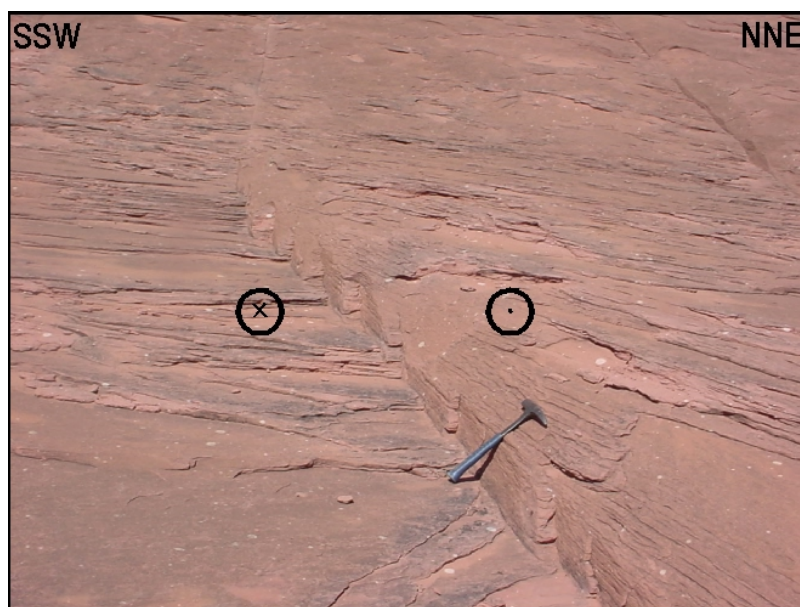


Figura 7.5 Fallas normales en las capas Colorado, las cuales fueron reactivadas con componente lateral derecha, se aprecian los escalones de fallas utilizados como indicadores cinemáticos para definir el sentido de movimiento de la falla.

Estos planos de falla debieron ser cementados y posteriormente reactivados, ya que las fallas presentan escalones de falla con fracturas *riedel* bien desarrolladas que indican desplazamiento menor de tipo lateral derecho (Fig. 7.5).

Otro sitio también muy importante se encuentra a unos 300 m hacia el norte del sitio PC-15, en las coordenadas geográficas $26^{\circ} 45' 57''$ N y $102^{\circ} 36' 55''$ W. En este sitio se aprecia en una pared bloques separados por fallas normales, formando fosas y pilares. Algunas de las fallas solo cortan un bloque de las areniscas (Fig. 7.6a), y otras de ellas atraviesan toda la capa de las areniscas (Fig. 7.6b y 7.7), esto implica nuevamente sedimentación sintectónica. En estas rocas se refleja que el fallamiento y la sedimentación fueron contemporáneos, ya que las fallas son cubiertas por sedimentos más jóvenes de areniscas, y estas fallas no cortan el contacto superior de esta unidad con la Formación San Marcos. Las fallas normales observadas en este afloramiento, sugiere en primera instancia que ocurrió extensión NE-SW como lo refleja la red estereográfica ilustrada en la misma figura 7.6a.

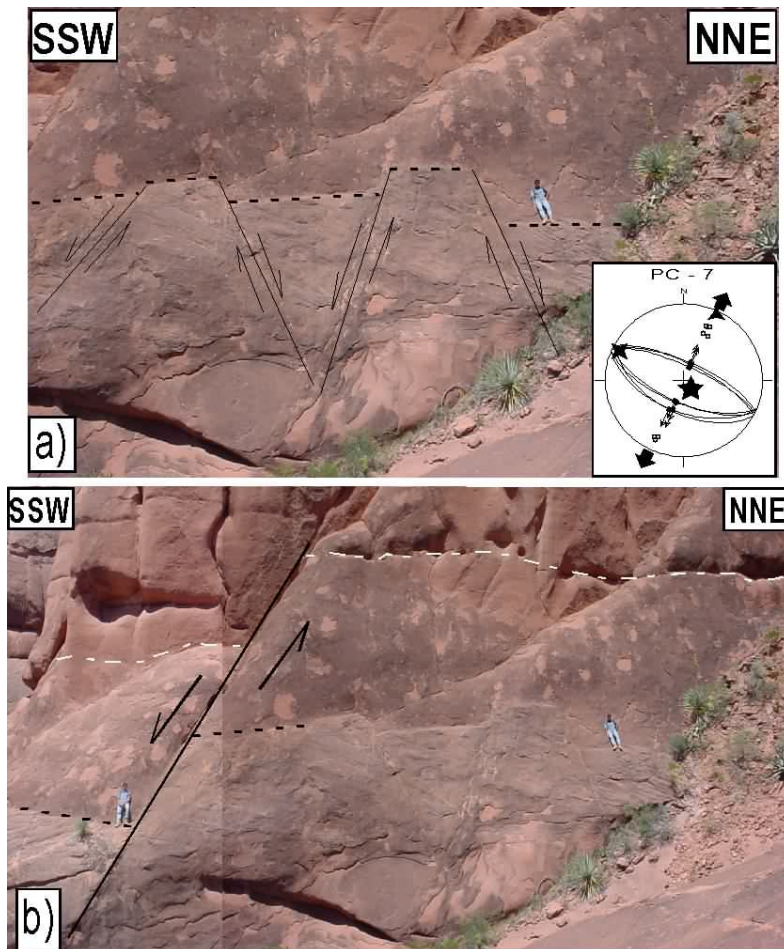


Figura 7.6 a) Afloramiento que muestra fosas y pilares en las capas Colorado, en esta imagen se ven las fallas normales que cortan a la arenisca, existiendo una depositación posterior al fallamiento, que no está siendo afectado. En b) se muestra una parte un poco más hacia la izquierda, donde se aprecia una falla normal que retoma una de las fallas antiguas y corta a las unidades superiores probablemente en un tiempo posterior y casi seguramente en el Neocomiano.

Es importante considerar las fallas laterales derechas que retoman a los planos con arreglo conjugado de fallamiento normal tanto en las eolianitas como en las limolitas y areniscas, ya que estas observaciones permiten sugerir que primero hubo movimiento normal, posteriormente litificación en parte de estas zonas de falla, y después nuevamente fallamiento normal alternado con movimiento lateral derecho con desplazamientos de escala centimétrica a métrica a través de estas discontinuidades, desarrollando en su etapa temprana fracturas *riedel*, todo esto durante el Jurásico.

La integración de estos dos sistemas de fallas, operando alternadamente, puede ser explicado como resultado de la operación de una zona de rampa lateral en un sistema de fallamiento normal, ya que las componentes de desplazamiento normal son ampliamente mayoría si las comparamos con las laterales derechas descritas en el sitio de la figura 7.5. Esta rampa habría actuado sobre la traza de la FSM para el área de Potrero Colorado durante un tiempo pre-Titoniano o quizás en el mismo Jurásico Tardío, en el que pudo ocurrir compresión mínima NNE-SSW (Anexo I), con compresión máxima vertical que se alternó con compresión máxima NNW-SSE y compresión mínima ENE-WSW de importancia menor (Tabla 7.1, sitios PC-7, PC-15 y PC-13).

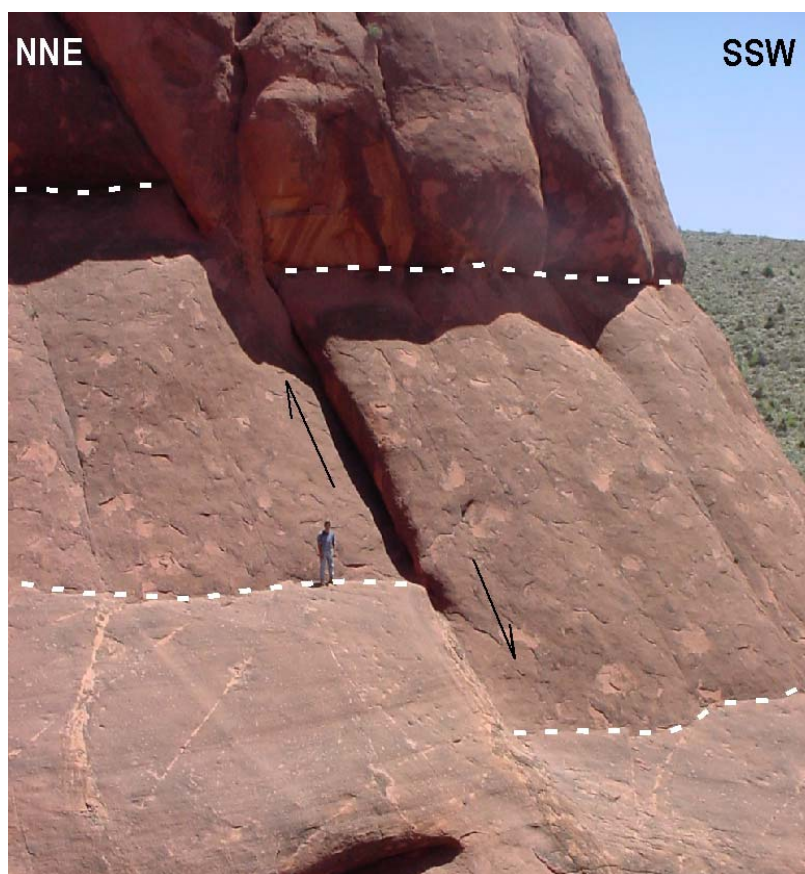


Figura 7.7 Falla normal en las capas Colorado, es la misma falla que se muestra en la figura 7.6b, aunque la vista es hacia el ESE, a diferencia de la imagen anterior, donde la vista es hacia el WNW. Estas paredes se encuentran flanqueando un cañón con una abertura de entre 40 y 50 m.

Estas estructuras de fallas con desplazamiento normal orientadas oblicuamente (NW-SE) a la traza principal de la FSM (~E-W) en Potrero Colorado, documentan

actividad de la FSM para el Jurásico Tardío y de su primer evento de reactivación del Neocomiano.

En el sitio PC-14 (Fig. 7.8), se aprecia una falla normal con un salto de metros, en donde se encuentra que el bloque del piso, al SW, contiene al horizonte de conglomerado que divide a las lutitas y areniscas de las capas Tanque Cuatro Palmas de las eolianitas de las capas Colorado. El bloque del techo cayó hacia el NE sepultándose el horizonte de conglomerado. Esta falla es paralela a otra falla hacia el NE junto con la cual forma un par conjugado definiendo en conjunto una fosa tectónica (Anexo I).



Figura 7.8 Falla normal en la parte central del Potrero Colorado que desplaza el bloque de la derecha hacia abajo y el de la izquierda hacia arriba. En el bloque del lado izquierdo se aprecia la capa de conglomerado que no se encuentra en el bloque de la derecha.

En la zona noroeste del Potrero, sobre un pequeño cerro, se aprecian claramente fallas con arreglo en dominó que cortan el contacto entre las eolianitas y la base de la Fm. San Marcos (Fig. 7.9). El desplazamiento de estas fallas es de varios metros y no se aprecia que estas fallas estén afectando al conglomerado terciario que cubre a la Fm. San Marcos en esta zona. Es importante mencionar que al igual que las fallas que se encuentran en las lutitas y areniscas de la unidad inferior a las capas Colorado (sitio PC-7, Fig 7.9), son también fallas normales como las que cortan su contacto superior con la Fm. San Marcos (Fig. 7.9).



Figura 7.9 Fallas con arreglo en dominó sobre la parte noroeste del Potrero Colorado, sobre las capas Colorado, y que afectan de igual forma a la base de la Fm. San Marcos, pero no al conglomerado Terciario.

En el afloramiento de la figura 7.10 se aprecia claramente una falla de alto ángulo que pone en contacto las eolianitas con la Fm. San Marcos. Esta falla tiene un azimut de 135° con inclinación entre 80° y 85° . Es importante indicar que no se aprecia que esta falla corte las capas superiores de las rocas calcáreas cretácicas de las Fms. Cupido, La Peña y Aurora, lo que la estaría restringiendo a un tiempo pre-Aptiano, que es en principio la edad más antigua de las rocas cretácicas marinas. Al igual que esta falla, se encuentra una serie de por lo menos 6 fallas de este tipo y dimensión más al noreste, con la misma orientación NW (Anexo I), las cuales al igual que esta, cortan a la Fm. San Marcos y las capas Colorado, pero no se aprecia que estén cortando a las rocas marinas que les sobreyacen.

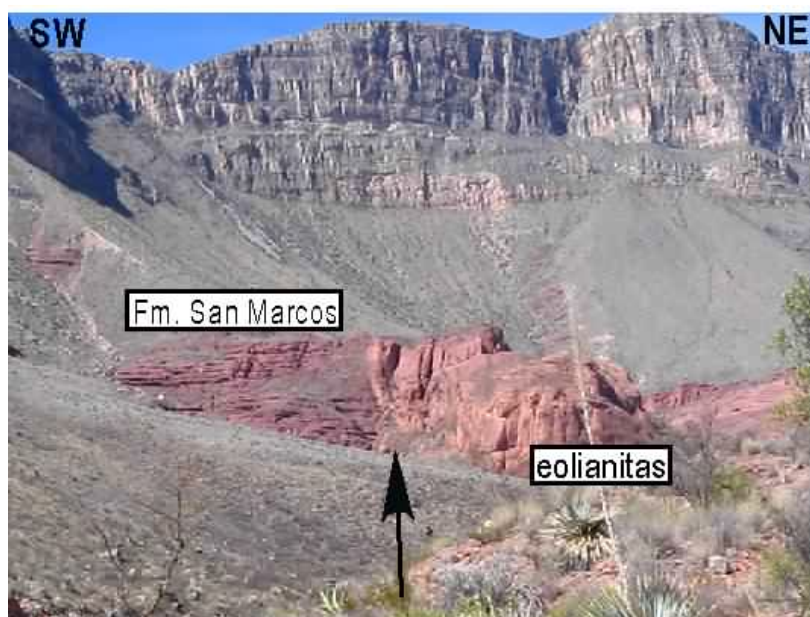


Figura 7.10 Falla en la zona NW de la parte central del Potrero Colorado, en donde se aprecia el contacto de la eolianita con la Fm. San Marcos. Aparentemente esta falla solo afecta a las rocas de la Fm San Marcos y las eolianitas, no se aprecia que corte a las rocas calcáreas de la parte superior. La flecha señala el contacto.

En las redes de la figura 7.11 se aprecian redes estereográficas de otros sitios dentro del Potrero Colorado, donde se reflejan los esfuerzos de extensión en dirección NE, y en dos sitios más, PC-5 y PC-6 se observan fallas laterales con componente dextral menor, esto en fallas normales reactivadas.

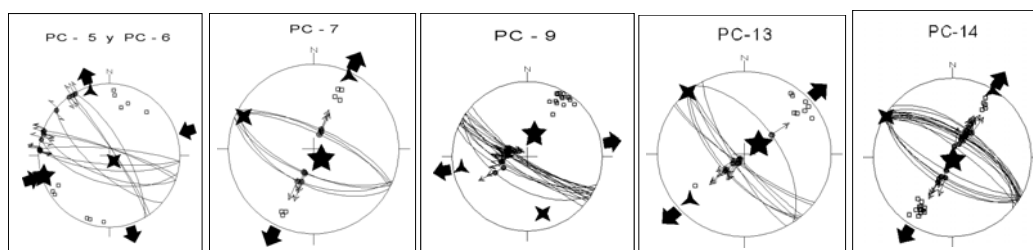


Figura 7.11 Diagramas estereográficos de diferentes estaciones de fallas en las capas Colorado y Fm. San Marcos en donde se puede apreciar los esfuerzos tensionales en los sitios PC-7, PC-9, PC-13 y PC-14, y en los sitios PC-5 y PC-6 movimientos laterales derechos retomados sobre las mismas fallas normales.

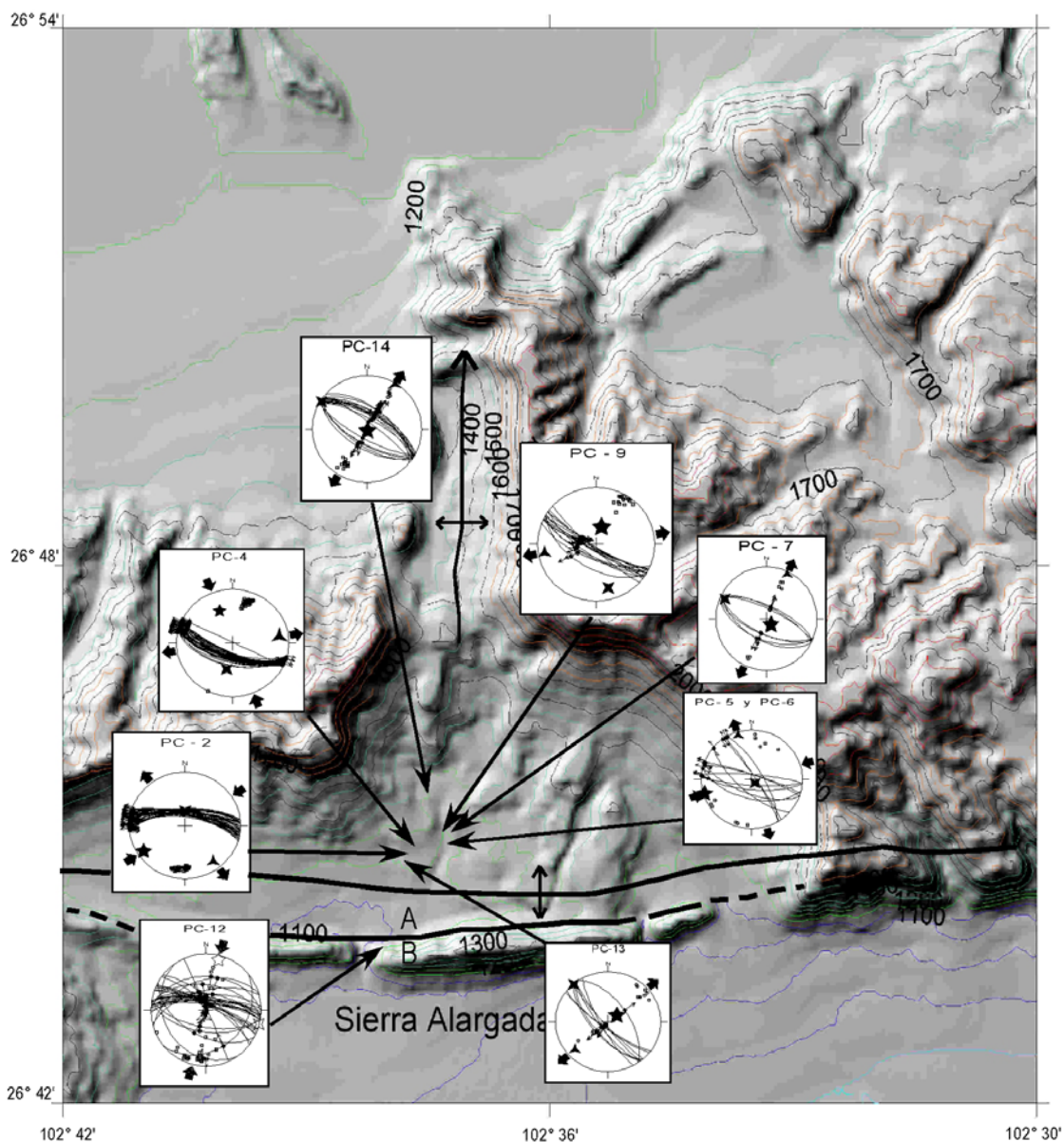


Figura 7.12 Mapa de ubicación de las principales estaciones de falla dentro del área de Potrero Colorado. La mayoría se encuentran en la parte central del área que corresponde al núcleo del anticlinal de la sierra La Fragua, aunque también hay datos de la parte sur del área en la sierra Alargada (PC-12). A – Alto, B-Bajo.

7.6 Estructuras Cretácicas

En diferentes afloramientos sobre toda la sierra Alargada, en la parte sur del Potrero Colorado, se observa en contacto casi vertical por falla a areniscas y limolitas basales del Jurásico Superior con caliza y yeso del Cretácico (Fig. 7.13). Este contacto se encuentra sobre gran parte de la ladera norte de esta Sierra Alargada y aunque se

encuentra en su mayoría cubierta por aluvión, se logró levantar una estación de falla sobre las rocas calcáreas a la entrada del Potrero Colorado.



Figura 7.13 Contacto entre limolita y arenisca Jurásica, con caliza y yeso de edad Cretácica, en la parte sur del Potrero Colorado, sobre la ladera norte de la Sierra Alargada (Anexo I).

En la entrada sur del Potrero Colorado, en la sierra Alargada, sobre las coordenadas $102^{\circ} 38' 21''$ N y $26^{\circ} 48' 58''$ W se realizó la estación de fallas PC-12, en las que se recolectaron datos en superficies de fallas paralelas a la estratificación, con ángulos de inclinación cercanos a la vertical y ligeramente oblicuas (Fig. 7.14). Estas fallas indican compresión máxima NNE, y es la mejor representada sobre la traza de la FSM en esta zona.

La estación de fallas se realizó en caliza posiblemente del Albiano, la cual está intercalada con yeso que fluyó paralelo a la estratificación durante el acortamiento. El yeso interestratificado con la caliza corresponde probablemente a cambios laterales de facies, justo en el borde de la Plataforma de Coahuila, donde se sabe se depositó la Formación Acatita compuesta principalmente por yesos, de la misma edad que las formación Aurora en el área límite entre el Bloque de Coahuila y la Cuenca de Sabinas, donde las condiciones lagunares favorecieron el depósito de evaporitas.

Capítulo VII. Geología Estructural en Potrero Colorado

El esfuerzo compresivo máximo (σ_1) tiene una inmersión de 16° y está orientado N 12° E (Fig. 14, Tabla 7.1). El esfuerzo compresivo intermedio (σ_2) es horizontal y coincide con el rumbo de las fallas, mientras que σ_3 está en una posición cercana a la vertical. A pocos metros de donde se realizó la estación de fallas, en dirección hacia Potrero Colorado, afloran en contacto por falla inversa con ángulo muy vertical, limolita y arenisca jurásica y la caliza intercalada con yeso del Albiano (Fig. 7-13). Esta zona de falla inversa casi vertical con inclinación hacia el norte, se interpreta aquí como la zona que representa a la superficie principal de movimiento vertical que controló la generación del pliegue tipo *drape* que compone a la Sierra La Fragua, y corresponde a la traza principal invertida de la FSM durante la fase tardía de la deformación Laramide en la zona.

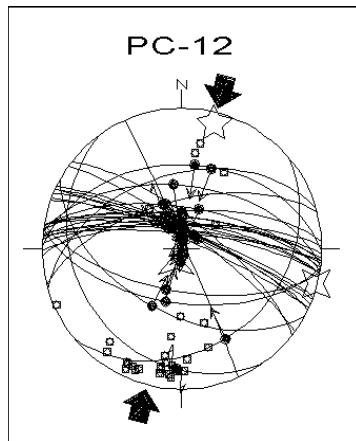


Figura 7.14 Fallas paralelas a la estratificación en roca caliza del Albiano, a la entrada de Potrero Colorado. Es importante destacar la compresión NNE de origen laramídico del Paleógeno en la zona.

CAPITULO VIII

PALEOMAGNETISMO EN POTRERO COLORADO

8.1 Introducción

En este capítulo se presentan los resultados del análisis paleomagnético efectuado en las rocas de Potrero Colorado. Este análisis se realizó en tres unidades de rocas en orden estratigráfico ascendente: 1) areniscas y lutitas jurásicas correlacionables con las capas Tanque Cuatro Palmas del valle de San Marcos, b) areniscas jurásicas de origen eólico o “eolianitas”, y 3) areniscas y conglomerados de la Fm. San Marcos de edad Cretácico Inferior de origen continental.

Se realizó el muestreo de 50 sitios en total, los sitios 1 a 27 se realizaron en rocas jurásicas, que incluyen dos unidades, las capas de areniscas y lutitas jurásicas y a las capas Colorado o “eolianitas” que le sobreyacen. De acuerdo a la estratigrafía de *McKee et al.* (1990) estas unidades son del Jurásico Superior. Los sitios se tomaron principalmente del centro del área de estudio, que es donde afloran estas rocas conformando el núcleo del anticlinal de la Sierra La Fragua (Fig. 8.1). El muestreo de las rocas cretácicas de la Fm. San Marcos se realizó en las partes oriental y centro occidental del área tanto en el flanco este como en el oeste del potrero. Los sitios donde se tomaron las muestras están especificados en la figura 8.1; se indican los sitios en cada zona del área por rangos, como se acaba de describir. En el flanco oriental se ubican los sitios 28 al 38 y en el flanco occidental los sitios 42 a 52; en este flanco occidental su pudo realizar la prueba del conglomerado en 8 clastos de ésta Formación, en el sitio 43. Cada sitio equivale a un nivel estratigráfico (una capa) e incluye de 4 a 9 muestras.

Para analizar las rocas jurásicas se eligieron muestras piloto de los 27 primeros sitios, y posteriormente se desmagnetizó el resto de la colección. Posteriormente se realizó el análisis de las rocas cretácicas trabajando por separado cada uno de los flancos, y posteriormente se integraron los resultados parciales para realizar una prueba de pliegue y para obtener un valor general de esta unidad litológica.

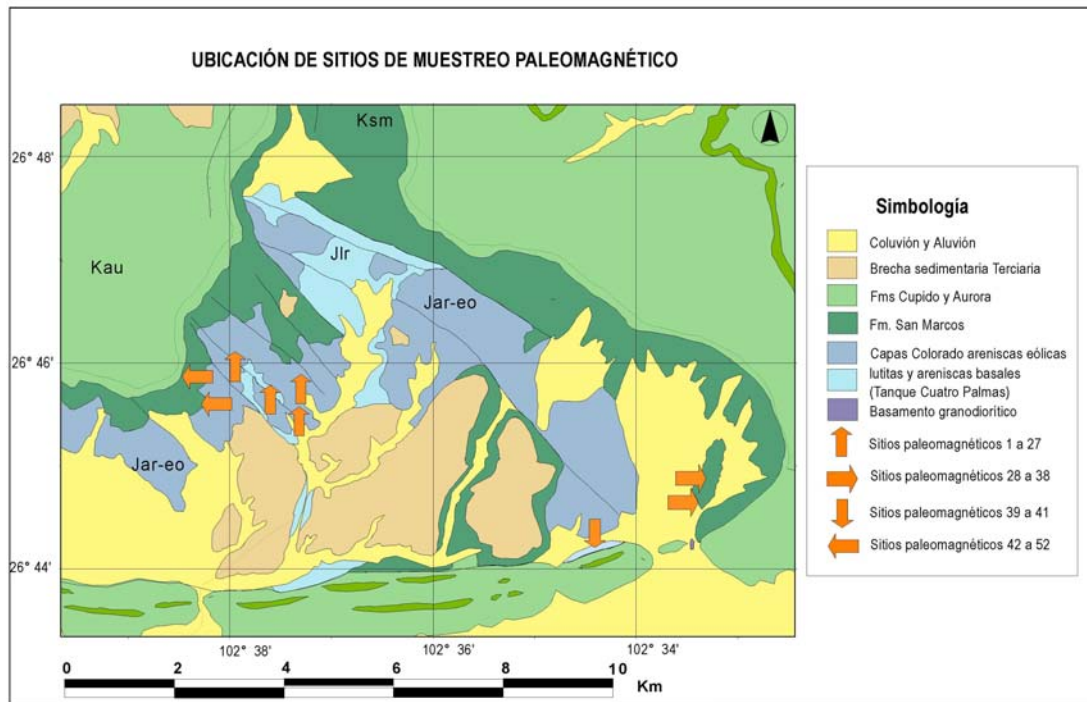


Figura 8.1 Mapa geológico simplificado donde se muestra la ubicación de afloramientos donde se tomaron las muestras para los estudios paleomagnéticos. Debido a que algunos sitios se encuentran relativamente cercanos en esta escala, se ubican las localidades por rangos como se indica en la leyenda.

8.2 Rocas Jurásicas (lutitas y capas Colorado)

La intensidad de la magnetización remanente natural (MRN) de estas rocas es del orden de 10^{-3} A/m para todos los sitios. La magnetización remanente es multivectorial, es decir está compuesta por más de un vector de magnetización. Algunos especímenes muestran un poco de “ruido” durante el proceso de desmagnetización térmica, mientras que otras tienen un comportamiento más “estable”. El “ruido” se manifiesta en muestras donde los errores en la determinación de las componentes vectoriales de la MRN son relativamente altos, con valores estadísticos de “desviación media absoluta” (MAD) del orden de 10° - 15° . Las muestras con comportamiento estable tienen valores de MAD menores a 5° y un decaimiento lineal al origen. El proceso de desmagnetización por campos alternos no mostró desmagnetización significativa en las muestras a las cuales se les aplicaron campos de hasta 100 mT. (Fig. 8.2). Campos alternos remueve una pequeña componente de la MRN pero no separa las componentes vectoriales que la conforman.

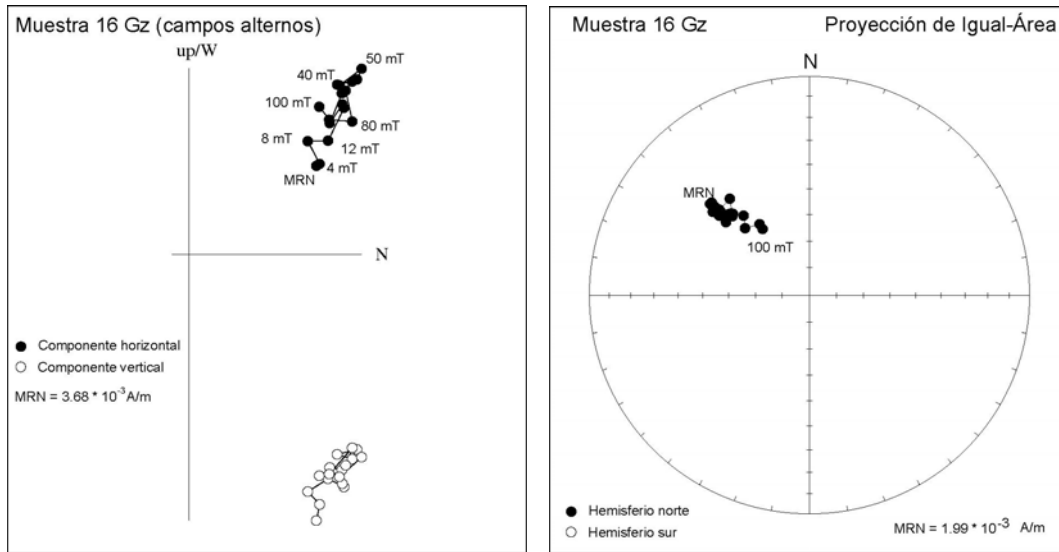


Figura 8.2 Diagramas ortogonal y de Proyección de Igual Área que muestran la desmagnetización por campos alternos de la muestra 16Gz, la cual fue sometida a campos de hasta 100 mT, se aprecia un agrupamiento de los puntos, lo que significa que la magnetización es muy estable, o de alta coercitividad, por lo cual no pudo ser desmagnetizada por este método.

La desmagnetización térmica se realizó de manera progresiva calentando las muestras en el horno y midiendo la magnetización y la susceptibilidad magnética en cada uno de los pasos de calentamiento. La desmagnetización se realizó calentando las muestras desde 100° C hasta 680° C con rangos variables, desde 9 hasta 17 pasos dependiendo del comportamiento de las muestras. Algunas de las temperaturas a las cuales se calentaron las muestras fueron las siguientes: 200, 400, 580, 600, 630, 660, 675, 680 y 685° C, y para las muestras piloto 100, 175, 250, 300, 350, 400, 450, 500, 550, 580, 600, 625, 645, 655, 675, 665 y 685° C.

Al desmagnetizar estas muestras se pudo observar que la MRN de las rocas está compuesta por al menos dos componentes, una componente de baja temperatura y una de alta temperatura, las cuales se reconocieron con el análisis visual de las gráficas, identificando los cambios de dirección en las mismas durante el proceso de desmagnetización térmico progresivo, como se explicó en el capítulo 5. Las direcciones correspondientes se determinaron usando la técnica de mínimos cuadrados tri-dimensionales resuelta mediante análisis de componentes principales (*Kirschvink, 1980*).

La componente de baja temperatura se remueve alrededor de los 580° C, pero ocasionalmente tiene temperaturas de desbloqueo ligeramente más altas o más bajas; la

componente de alta temperatura se remueve en la mayoría de los casos hasta los 680° C. Esta temperatura de 680 ° C a la cual se remueve la magnetización de alta temperatura, es un indicador de que el mineral portador de la magnetización es primordialmente la hematita. La misma conclusión la indica la resistencia a la desmagnetización por campos alternos.

8.2.1 Componentes de la magnetización remanente natural en las capas Colorado

En la tabla 8.1 se presenta el concentrado de las direcciones obtenidas para los sitios 1 a 27 para las componentes de baja temperatura de las rocas jurásicas de las capas Colorado. Esta magnetización se considera como una magnetización secundaria adquirida por la roca en un tiempo posterior a la formación de la misma, la cual se elimina para poder obtener la componente característica. Esta magnetización secundaria está generalmente dirigida al norte, con inclinación positiva.

Tabla 8.1 Estadísticas de cálculo en las rocas jurásicas, mostrando las direcciones de la componente secundaria *in situ* para cada uno de los sitios. **N** número de muestras por sitio, **D** dirección de magnetización; **I**, Inclinación de la magnetización; **k** medida de la dispersión; y **α95**, intervalo de confianza al 95%; **rsum**, magnitud del vector resultante, (parámetros explicados en el capítulo 5).

Capas Colorado (Jurásicas)						
Direcciones de la componente de baja temperatura						
Sitio	N	D	I	k	α95	rsum
1	5	357.8	55.8	201.2	5.4	4.980
2	5	39.9	52.4	12.0	23.1	4.665
3	5	32.1	49.1	15.7	19.9	4.746
4	5	11.4	50.7	10.0	25.5	4.599
5	7	338.4	49.1	73.5	7.1	6.918
6	6	353.4	49.6	42.0	10.5	5.881
7	5	346.5	50.0	36.5	12.8	4.890
8	6	13.7	36.3	15.5	17.6	5.678
9	6	10.5	42.8	14.8	18.0	5.661
10	4	345.0	45.2	11.1	28.8	3.730
11	6	338.6	43.1	23.7	14.0	5.789
12	6	1.2	37.6	46.3	9.9	5.892
13	5	337.8	39.8	8.0	28.9	4.498
14	7	345.7	51.5	63.1	7.7	6.905
15	5	329.4	51.5	31.5	13.8	4.873
16	4	341.3	57.5	29.2	17.3	3.897
17	6	356.1	53.0	42.1	10.4	5.881
18	7	353.7	54.6	45.8	9.0	6.869
19	4	348.3	44.9	115.6	8.6	3.974
20	5	357.7	52.8	36.8	12.8	4.891

Capítulo VIII. Paleomagnetismo en Potrero Colorado

21	6	8.6	58.8	70.0	8.1	5.929
23	3	355.2	48.6	53	17.1	2.962
24	3	353.5	58.5	33.2	21.7	2.940
25	6	4.6	60.9	21.8	14.7	5.770
26-27	6	43.8	45.6	26.7	13.2	5.813
MEDIA	26	358.57	51.1	34.6	5.0	24.305

En los diagramas de desmagnetización térmica se pueden observar los cambios en la orientación de la magnetización remanente de la muestra al calentarlas paulatinamente. Ejemplos de los diagramas de desmagnetización se muestran en las figuras 8.3 a 8.8, en estas muestras se pueden apreciar las dos componentes principales de la magnetización, así como la remoción casi total de la magnetización de baja temperatura por lo general alrededor de los 580° C.

En general, por la forma en que se define la magnetización característica (de alta temperatura) son cuatro los comportamientos más comunes durante la desmagnetización.

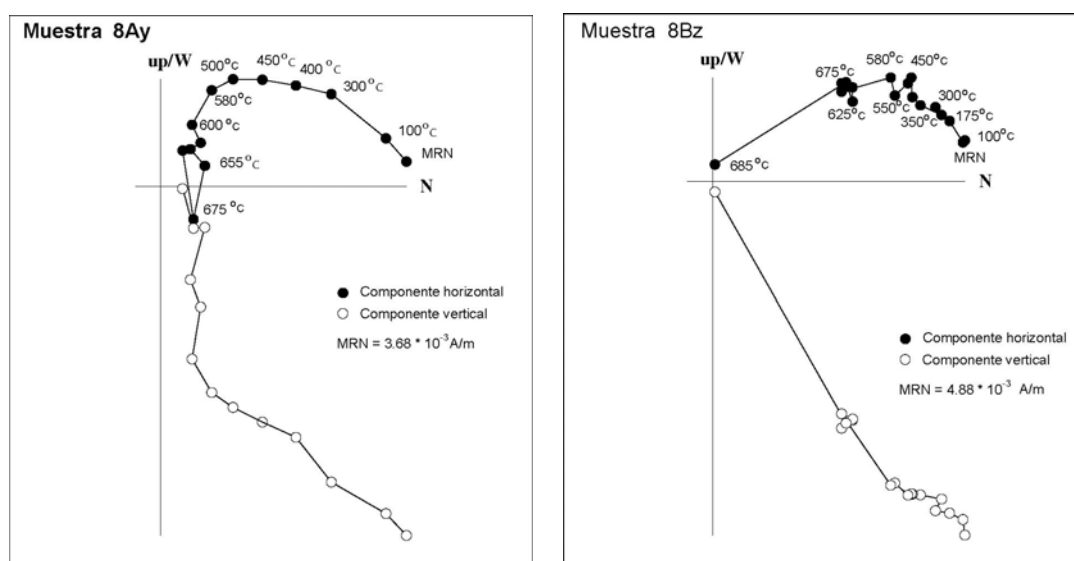


Figura 8.3 Diagramas ortogonales de desmagnetización térmica de las muestras 8Ay y 8Bz de rocas jurásicas, donde se aprecia el cambio en la magnetización alrededor de los 580° C.

El primer comportamiento define una magnetización de alta temperatura hacia el NW de inclinación alta. En las muestras 8Ay y 8Bz la dirección de la MRN antes del tratamiento es muy cerca al norte con inclinaciones moderadas de unos 30° a 60°, y la orientación cambia hacia en NW al ser desmagnetizada. Cuando la componente de baja

temperatura de la muestra 8Ay es removida la magnetización no decae limpiamente al origen, el comportamiento es relativamente inestable; la muestra 8Bz permanece en el NW, hasta que pierde su magnetización a los 680° C (Fig. 8.3) y es un ejemplo de comportamiento estable. La dirección de la magnetización de baja temperatura en estas muestras es hacia el NE con inclinación somera positiva. En cambio, la dirección de la magnetización de alta temperatura, considerada la magnetización característica, es hacia el NW con inclinación también positiva y ligeramente más alta que la de baja temperatura.

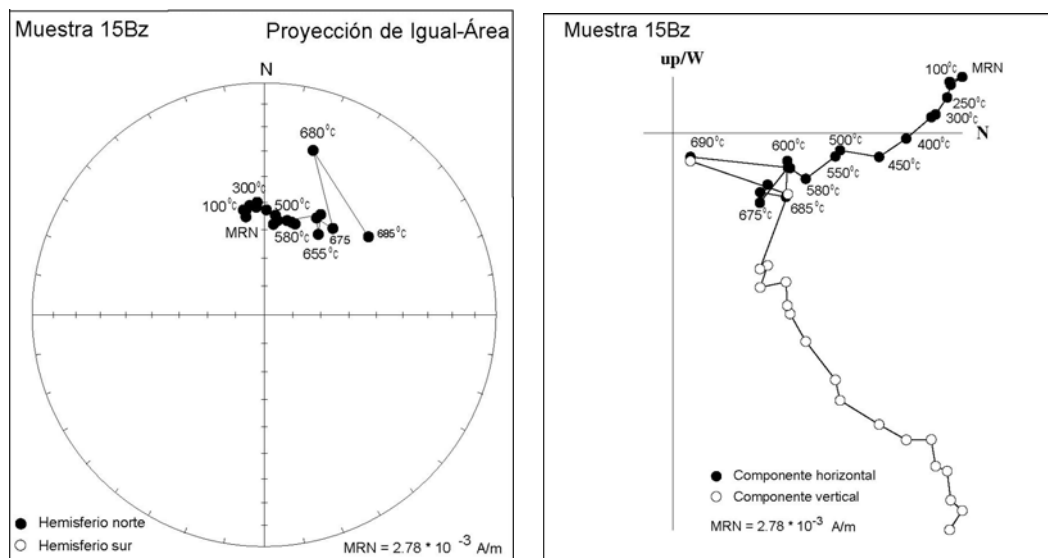


Figura 8.4 Diagramas de proyección de igual-área y ortogonal para la muestra 15Bz perteneciente a las rocas jurásicas. Se aprecia el cambio de dirección en la muestra a partir de los 580° C.

El segundo comportamiento define una magnetización característica hacia en N-NE con inclinación relativamente somera. En la muestra 15Bz (Fig. 8.4) se puede observar un cambio en la dirección de N-NW hacia el NE al ser desmagnetizada, quizá este cambio es más evidente en la proyección estereográfica de la magnetización. El comportamiento es más o menos estable hasta los 580° C, a partir de los cuales decae al origen pero de forma errática (Fig. 8.4). En muestras como esta se puede calcular la dirección de la magnetización de alta temperatura ajustando una línea entre los pasos de 600 a 680° C que se ancla al origen (punto estable final). La magnetización característica (alta temperatura) es hacia el norte-noreste y de baja inclinación.

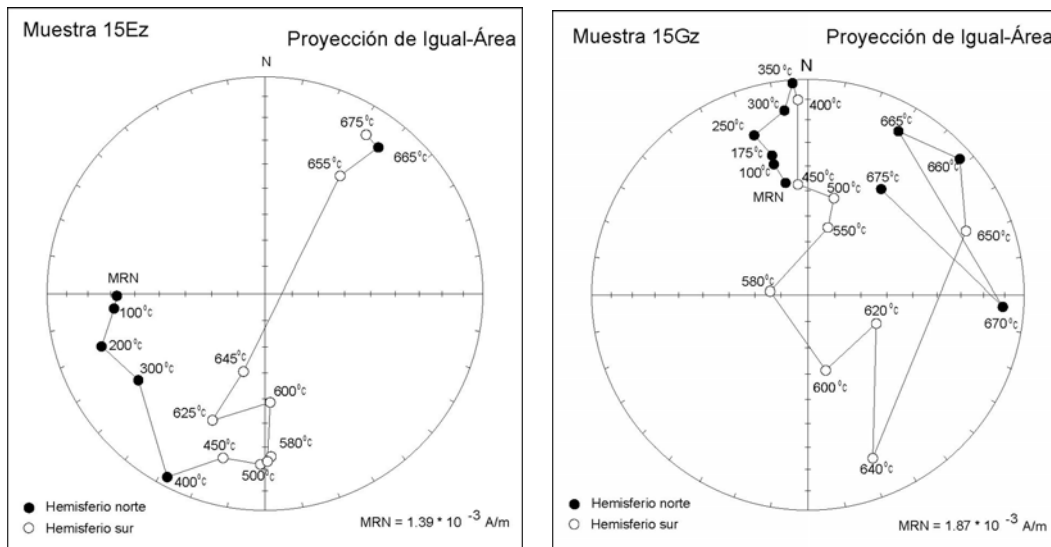


Figura 8.5 Diagramas de desmagnetización de igual-área para la muestras 15EZ y 15Gz.

El tercer comportamiento define una magnetización dirigida hacia el SSE o al SSW de inclinación moderada a alta pero negativa, pero frecuentemente se requiere utilizar la técnica de intersección de círculos mayores para determinar la dirección media de los sitios donde se observa este comportamiento (*Kirschvink, 1980; Hall y Bates, 1981*). En la muestra 15Ez la magnetización varía con direcciones iniciales al oeste que cambian gradualmente hasta el sur al ser calentada a temperaturas de 580° - 600° C, la magnetización cambia de hemisferio, con una dirección al sur de inclinación negativa; a más altas temperaturas (655-675°) las direcciones son hacia el NE y someras pero el comportamiento es inestable. Es aparente que esta muestra tiene tres componentes, pero la de más alta temperatura no se puede resolver analíticamente. La muestra 15Gz exhibe, en su MRN y en bajas temperaturas, dirección hacia el norte e inclinación somera, manteniendo más o menos la misma declinación al momento de calentarla, pero la inclinación se hace más somera y cambia de hemisferio (Fig. 8.5). La trayectoria de desmagnetización se puede ajustar a un plano que define un círculo mayor. La trayectoria de círculos mayores en las muestras 15E y 15G se debe al traslape entre las temperaturas de bloqueo de las partículas en las que residen la magnetización de baja temperatura (dirigida al norte) y la magnetización de temperatura intermedia (hacia el sur y negativa). En desmagnetización subsecuente de la muestra 15Gz, también es aparente que existe

una magnetización de más alta temperatura hacia el NE y somera; sin embargo, no se puede definir su dirección por el comportamiento inestable.

El cuarto comportamiento es aquel en que solo la magnetización de baja temperatura se puede definir con suficiente precisión. El comportamiento a temperaturas por encima de los 580° C es inestable.

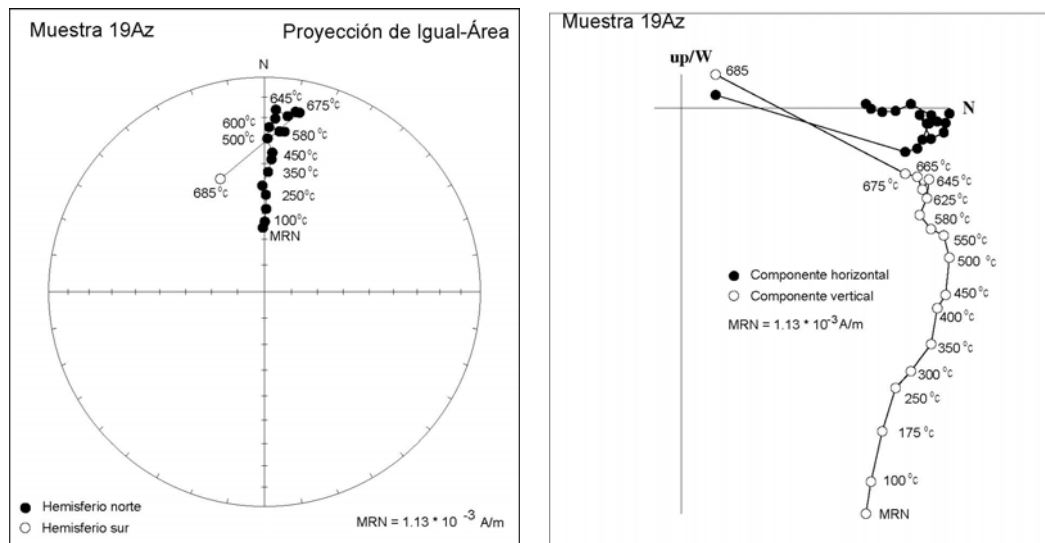


Figura 8.6 Diagramas de desmagnetización térmica de la muestra 19Az, en las proyecciones de igual área y proyección ortogonal con el W hacia arriba.

En la muestra 19Az (Fig. 8.6) se puede apreciar también que se aísla la magnetización característica a partir de los 580° C. En esta muestra el comportamiento de la dirección es básicamente al norte, y la inclinación cambia de más pronunciada (alrededor de 65°) a más somera (cerca de los 10°). Esto muestra la remoción exitosa de la componente de baja temperatura. La magnetización de alta temperatura tiene un rango de desbloqueo muy estrecho, entre 675° C y 685° C. Estas muestras tienen el comportamiento más estable dentro de la colección de las capas Colorado. Pero como se muestra en el siguiente ejemplo, en la muestra 19Gz, la magnetización de alta temperatura tiene una dispersión relativamente alta a nivel de sitio. La alta dispersión dentro de un sitio es una observación común en los lechos rojos continentales (Butler, 1992).

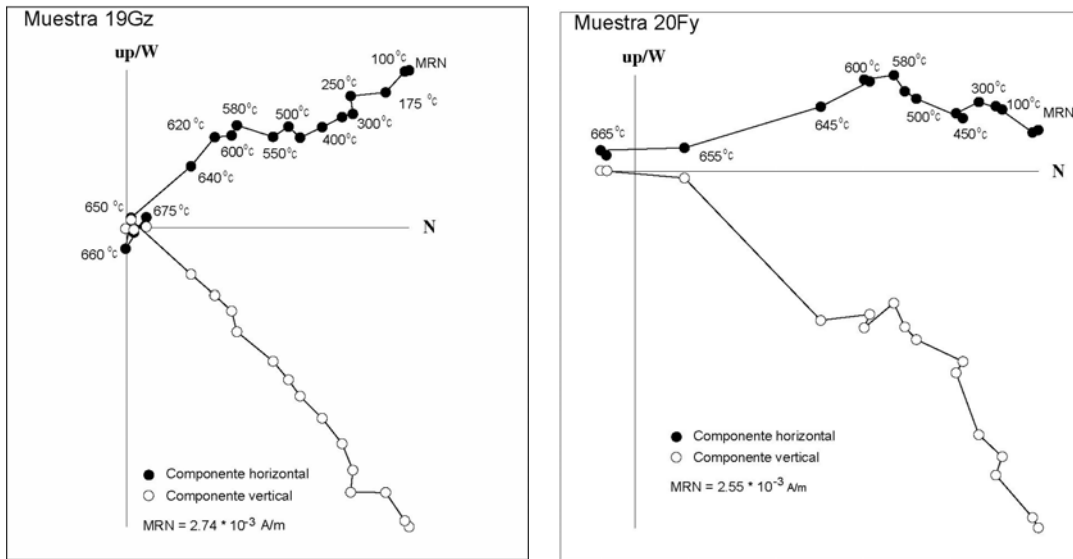


Figura 8.7. Diagramas ortogonales de desmagnetización para las muestras 19Gz y 20Fy con el W hacia arriba, se aprecia un cambio en las direcciones a partir de los 580° C.

En la muestra 19Gz (Fig.8.7) se puede apreciar la dirección NW de la magnetización de baja y alta temperatura, la dirección presenta un cambio más hacia el NW a partir de los 580° C, lo que se considera la componente de alta temperatura o alta coercitividad, mientras que en la muestra 20Fy la magnetización tiene en general una orientación más hacia el NNW, pero a partir de los 580° C las direcciones tienden a ser un poco más hacia el norte. En este caso la inclinación de la magnetización de alta temperatura es más somera que la magnetización de baja temperatura.

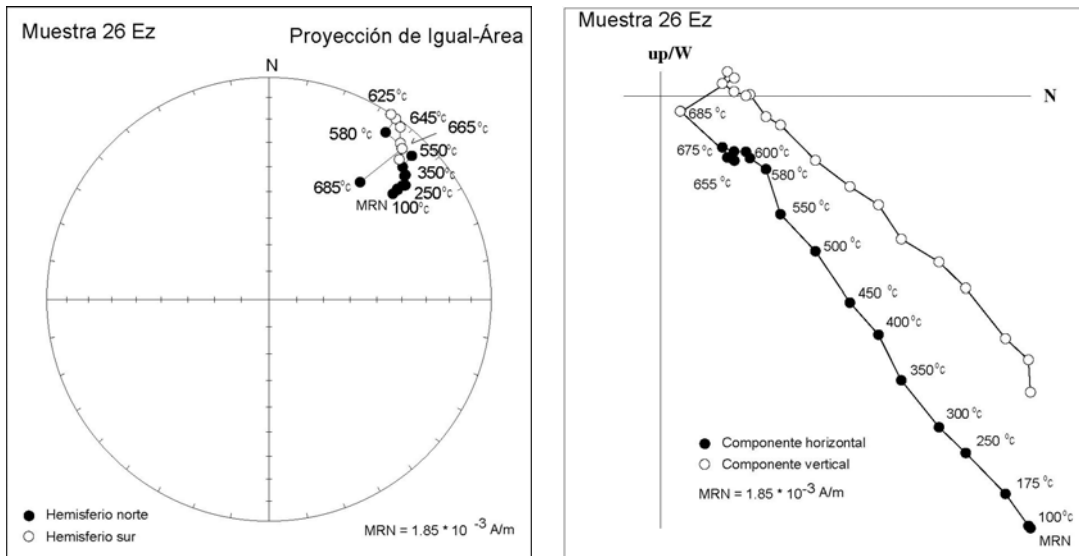


Figura 8.8 Diagrama de proyección de igual área y ortogonal con el W hacia arriba de la muestra 26 Ez.

En la muestra 26Ez (Fig. 8.8) Se puede observar la componente de baja temperatura con una desmagnetización constante con direcciones hacia el NE, desmagnetizándose de manera muy estable hasta los 580° C, llegando al punto de inclinación más somero a los 625° C y terminar desmagnetizada hasta arriba de los 680° C, indicando con esto que el mineral portador de la magnetización es la hematita cuyo punto de bloqueo se encuentra a los 680° C, como se explicó en el capítulo cuatro.

8.2.2 Direcciones Medias

El rango de direcciones obtenidos en las rocas jurásicas para la componente de baja temperatura es amplio, siendo exclusivamente con polaridad normal, por lo que la dirección de la componente de baja temperatura o de baja coercitividad se encuentra básicamente en el hemisferio norte en una proyección de igual-área. Estas direcciones obtenidas para cada uno de estos especímenes se representan en la figura 8.9, al igual que las direcciones promedio de cada uno de los sitios, donde se indica el intervalo de confianza del 95% con círculos concéntricos sobre la dirección media.

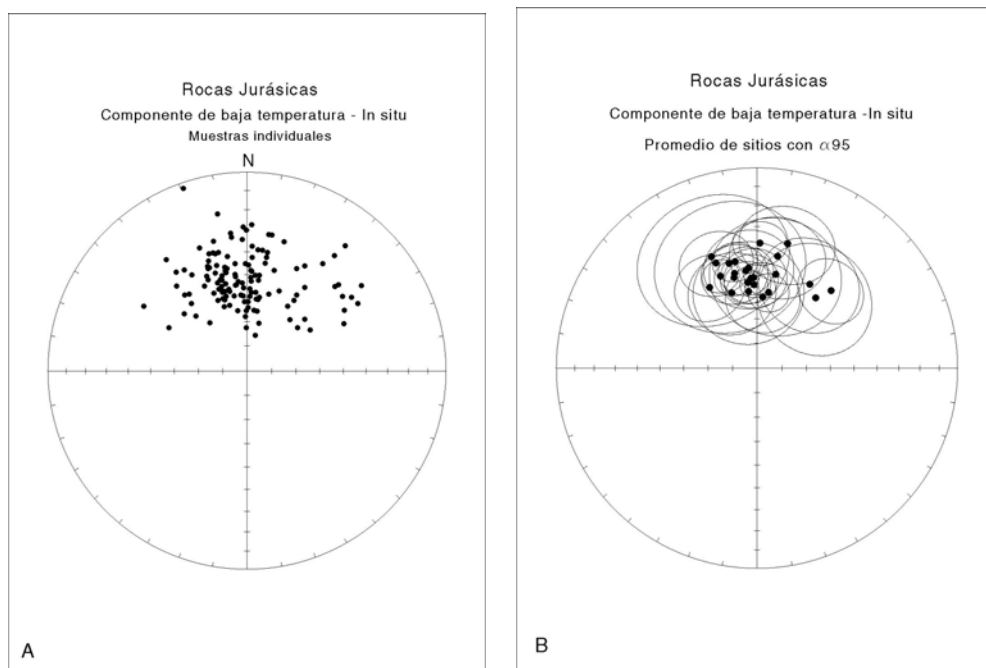


Figura 8.9 Diagramas de proyección ortogonal donde se muestran las direcciones promedio de la magnetización de la componente de baja temperatura de las rocas jurásicas. A) Direcciones de las muestras individuales, B) Direcciones promedio de los sitios, mostrando el cono del intervalo de confianza del 95%.

La figura 8.10 muestra el promedio de las direcciones de la componente de baja temperatura obtenido en las rocas jurásicas en Potrero Colorado. Se indica la dirección obtenida de manera *in situ*, sin aplicar corrección estructural. Esta componente es removida de la MRN ya que esta magnetización es secundaria y no indica la dirección que se habría grabado la roca al momento de su formación. De esta manera se obtiene que la dirección secundaria promedio es de **358.57°**, con una inclinación de **51.1°**, los parámetros estadísticos son **$k = 34.6$** y **$\alpha_{95} = 5.0$** .

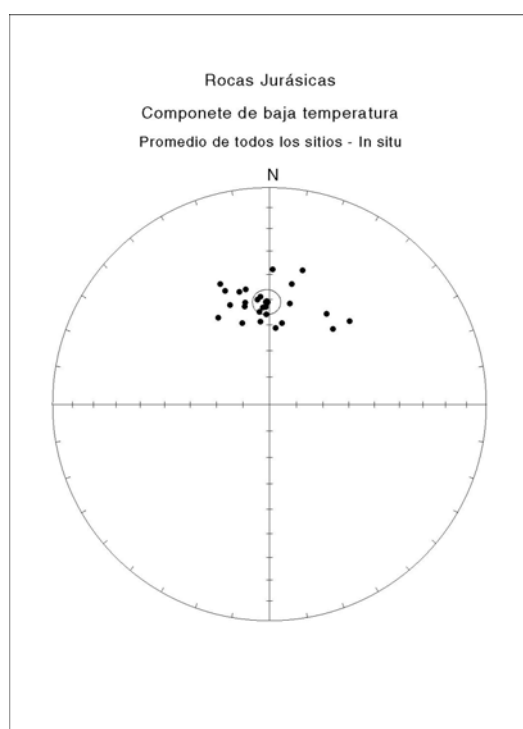


Figura 8.10 Diagrama de proyección ortogonal donde se muestran la direcciones promedio de la magnetización de la componente de baja temperatura de las rocas jurásicas, mostrando la posición *in situ*, sin corrección estructural e indicando la dispersión α_{95} para el conjunto de todos los sitios.

Las direcciones obtenidas para cada una de las muestras donde se determinó la componente de alta temperatura se muestra en la figura 8.11. En la figura 8.11a se muestran las direcciones que se pudieron definir usando mínimos cuadrados (círculos y cuadrados). En la Figura 8.11a también se muestran los polos de los círculos mayores calculados para muestras donde el traslape de temperaturas de bloqueo no permitió aislar la componente de alta temperatura (triángulos y diamantes). La componente de alta temperatura en las capas Colorado se pudo determinar, en general, a partir de los 580 ° C.

Capítulo VIII. Paleomagnetismo en Potrero Colorado

En la tabla 8.2 se presentan los resultados de todos los sitios de rocas jurásicas para las componentes de alta temperatura, mientras que en la figura 8.11 se muestran estas direcciones tanto para las muestras individuales como para el promedio de cada uno de los sitios, donde se indica también el intervalo de confianza al 95% asociado.

Tabla 8.2 Componente de alta temperatura por cada uno de los sitios para las rocas jurásicas; **N** número de muestras por sitio, **D** dirección de magnetización; **I**, Inclínación de la magnetización; **k** medida de la dispersión; y **α_{95}** , intervalo de confianza al 95%; **rsum**, magnitud del vector resultante; **ia**, inclinación alta; **ib**, inclinación baja, **x** sitio eliminado.

Rocas Jurásicas							
Direcciones características							
Sitio	N	D	I	k	α_{95}	rsum	Observaciones
1 sep	4	32.0	48.7	22.7	19.7	3.868	baja inclinación
2 sep	4	15.0	8.9	12.1	27.6	3.752	baja inclinación
3 sep	4	17.7	30.3	20.9	20.6	3.856	baja inclinación
4 sep	3	33.1	19.1	29.1	23.3	2.931	baja inclinación
4gc	5	202.1	-28.8	16.7	28.3	gc	baja inclinación
5 sep	6	356.9	30.7	14.3	18.3	5.651	baja inclinación
6sep	5	0.9	13.1	32.0	13.7	4.875	baja inclinación
7 sep	3	321.9	57.2	11.1	38.9	2.820	alta inclinación
8sep	5	6.7	33.6	28.2	14.7	4.858	baja inclinación
8oth	6	324.6	48.5	20.2	15.3	5.752	alta inclinación
9gc	7	186.0	-25.6	16.1	20.8	gc	baja inclinación
11sep	2	22.7	18.7				X
12sep	5	354.2	14.3	13.3	21.8	4.699	baja inclinación
13sep	2	346.8	32.0				X
10-11-13	8	154.0	-54.6	25.7	22.6	gc	alta inclinación
14	5	350.5	12.6	7.2	30.5	4.448	baja inclinación
15	5	359.7	16.2	13.8	26.4	gc	baja inclinación
16	4	0.7	6.2	8.5	33.8	gc	baja inclinación
17	5	15.0	31.5	14.7	20.6	4.729	baja inclinación
18	5	20.8	18.0	12.4	22.6	4.679	baja inclinación
19	3	359.3	20.8	21.6	27.2	2.908	baja inclinación
20	5	341.4	23.7	23.8	16.0	4.832	baja inclinación
21	4	173.4	-55.3	93.9	18.0	gc	alta inclinación
23	1	18.7	38.5				X
24	3	328.9	17.5	7.1	50.2	2.718	X
25	3	328.9	57.8	28.2	23.6	2.929	alta inclinación
26-27	4	27.0	8.5	9.0	32.3	3.668	baja inclinación

De los sitios analizados para el cálculo de la media de las rocas jurásicas, cuatro fueron desechados, ya sea por tener pocas muestras dentro del sitio (sitios 11, 13 y 23), o por tener un α_{95} muy alto (sitio 24). Estos sitios están marcados con una “X” en la tabla 8.2. A diferencia de la magnetización de baja temperatura, las componentes de alta temperatura pueden tener polaridad normal (inclinación positiva) o polaridad reversa

(inclinación negativa). En el análisis de estos sitios se pueden distinguir dos grupos de orientaciones para estas componentes de alta temperatura; el primer grupo tiene una inclinación de bajo ángulo y el segundo una inclinación de alto ángulo, (Tabla 8.3, Fig. 8.11a y 8.11b). Además, la de alta inclinación también está dirigida consistentemente hacia el NW (o SE para las de polaridad reversa). Esta dirección se observó en 5 sitios (dos de ellos con polaridad reversa). Los sitios que fueron utilizados para el cálculo de las orientaciones con inclinaciones alta y baja están indicados en la tabla 8.2. Dieciocho sitios muestran la magnetización de baja inclinación (dos de ellos con polaridad reversa).

Tabla 8.3 Direcciones de las componentes características de las rocas jurásicas *in situ*, donde se identifican dos direcciones características, una de alta y otra de baja inclinación. Simbología como la tabla 8.2

Rocas Jurásicas						
Direcciones características <i>in situ</i>						
Tipo de inclinación	N	D	I	k	α_{95}	rsum
Inclinación Baja	18	8.4	22.3	22.1	7.5	17.230
Inclinación Alta	5	332.4	55.2	101.3	7.6	4.961

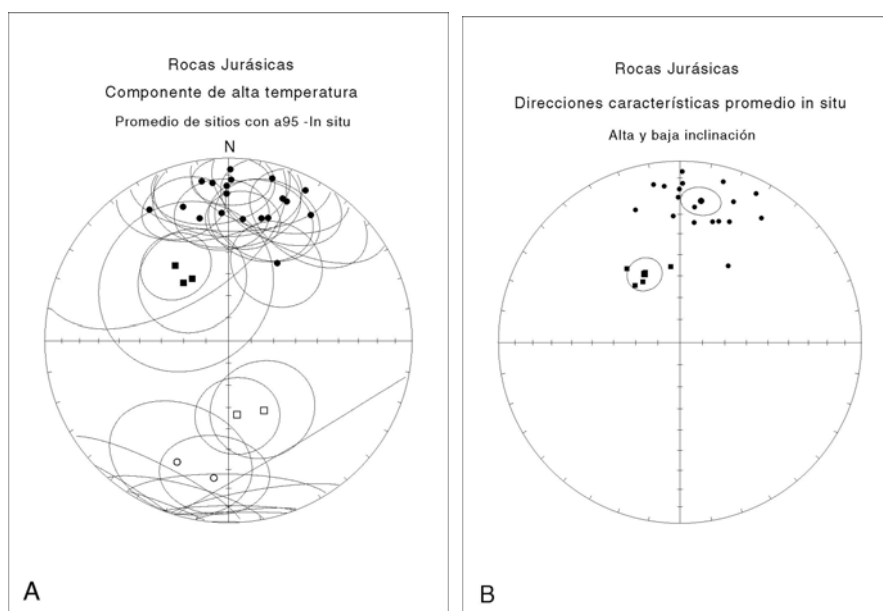


Figura 8.11 A) Diagrama de proyección de igual área donde se indican las direcciones características medias obtenidas en las rocas jurásicas de Potrero Colorado, las cuales están indicadas por un círculo las de baja inclinación y con un cuadrado las de alta inclinación, de igual forma los símbolos en negro son proyecciones en el hemisferio norte y los claros en el hemisferio sur. Se muestran las correspondientes elipses de confianza (α_{95}) para cada uno de los sitios. B) Se muestran las direcciones de baja y alta inclinación con sus elipses de confianza (α_{95}).

La interpretación de las direcciones obtenidas para estas rocas jurásicas y su comparación con las direcciones actuales y las calculadas para estas rocas al momento de su formación se discute en el capítulo nueve.

8.3 Rocas Cretácicas (Fm. San Marcos)

La MRN de las muestras de la Fm. San Marcos se encuentra, al igual que las capas Colorado, del orden de 10^{-3} A/m; sin embargo estas rocas muestran un comportamiento más estable que las rocas jurásicas al ser desmagnetizadas por el método de desmagnetización térmica. Con el método de campos alternos tampoco se logró, al igual que las capas Colorado, aislar una magnetización característica en estas rocas.

La desmagnetización progresiva térmica de las muestras, se realizó calentando los núcleos desde los 100° C hasta 680° C, con rangos variables desde 12 hasta 17 pasos dependiendo del comportamiento de las muestras. Las temperaturas a que se calentaron los especímenes de la Fm. San Marcos fueron: 100, 175, 250, 300, 350, 400, 450, 500, 550, 580, 600, 620, 640, 650, 660, 670 y 680° C; así como: 100, 300, 450, 550, 565, 580, 600, 625, 650, 660, 670 y 680° C.

8.3.1 Componentes de la MRN, Formación San Marcos

Al momento de realizar la desmagnetización se observó que en general existen dos componentes de la magnetización, una de baja temperatura con una temperatura de boqueo máxima de entre 580° y 600° C y otra de alta temperatura la cual se remueve hasta cerca de los 680° C. De igual manera que las rocas jurásicas, el mineral portador de la magnetización se considera que es la hematita, debido a que las muestras, en su mayoría, perdieron su magnetización entre los 670° C y los 680° C y a que no fue posible desmagnetizarlas con el método de campos alternos.

Como se mencionó anteriormente se muestreó en los flancos este y oeste de esta formación en el área de estudio, pero las direcciones de buzamiento de las capas en ambas localidades no son muy diferentes. Las direcciones de la magnetización de baja temperatura (considerada secundaria) para los sitios de ambos flancos se muestran en las tablas 8.4, 8.5 y 8.6.

Tabla 8.4 Componentes de baja temperatura de la Formación San Marcos en el flanco este.

Formación San Marcos - flanco este					
Componente de baja temperatura					
Sitio	N	D	I	k	α_{95}
28	6	8.7	32.3	30.6	12.3
29	5	6.2	21.6	35.1	13.1
30	5	11.5	37.6	31.1	13.9
31	4	3.0	37.3	27.8	17.7
32	5	354.7	40.1	23.6	16.1
33	4	349.5	50.1	67.8	11.2
34	6	11.5	48.6	31.2	12.2
35	5	345.8	59.5	25.9	15.3
36		24.5	53.5	15.9	17.3
37*	2	10.2	58.7	-	-
38	3	18.6	43.7	14.9	33.1
Media	10	1.73	43.91	30.39	16.22

Tabla 8.5 Componentes de baja temperatura de la Formación San Marcos en el flanco oeste.

Formación San Marcos - flanco oeste					
Componente de baja temperatura					
Sitio	N	D	I	k	α_{95}
42		347.7	63.1	109.9	6.4
44		5	60.1	80	7.5
45	5	350.7	61.5	105.9	6.5
46*	3	39.7	37.3	8.3	45.7
47*	5	17.2	35.2	6.7	32.0
48*	3	344.9	42.7	10.7	39.6
50		21.1	56.1	23.5	26.0
52*	2	340.4	61.7		
Media	5	2.0	60.9	96.8	9.4

Tabla 8.6 Dirección promedio de la componente de baja temperatura de la Formación San Marcos en los flancos este y oeste.

Formación San Marcos - ambos flancos					
Componente de baja temperatura					
	N	D	I	k	α_{95}
Combinados Flancos E y W	15	1.82	49.57	52.53	13.95

Capítulo VIII. Paleomagnetismo en Potrero Colorado

La componente de alta temperatura de la MRN, que se considera como la Magnetización Remanente Característica, presumiblemente la Magnetización Remanente Primaria, refleja la magnetización que adquirió la roca al momento de su formación, y que puede determinarse al remover la magnetización de baja temperatura.

Para obtener la dirección de alta temperatura o característica de un núcleo es necesario remover la magnetización secundaria. Esto fue posible realizarlo en algunos sitios al realizar el calentamiento progresivo, pero debido a que las dos magnetizaciones se traslapan, al remover la magnetización secundaria, en varios sitios también se eliminó la información de la magnetización característica al mismo tiempo que la magnetización secundaria. En estas circunstancias se utilizó la técnica de “intersección de círculos mayores” (*Kirschvink*, 1980), para poder encontrar la dirección característica de estos sitios. En esta técnica la intersección de los círculos mayores definidos por las direcciones progresivas obtenidas en la desmagnetización permite obtener la dirección media del sitio a partir de los planos calculados para las muestras de ese sitio. De esta manera se logró detectar la magnetización de alta temperatura donde no era muy clara su definición por el traslape de temperaturas de bloque de las componentes vectoriales de la MRN.

A continuación se describen el comportamiento de algunas muestras en el proceso de desmagnetización térmico; estas muestras son representativas del registro magnético de las rocas de la Fm. San Marcos, tanto del flanco este como del oeste o centro occidental. El resto de los diagramas se encuentran en el anexo no. 2.

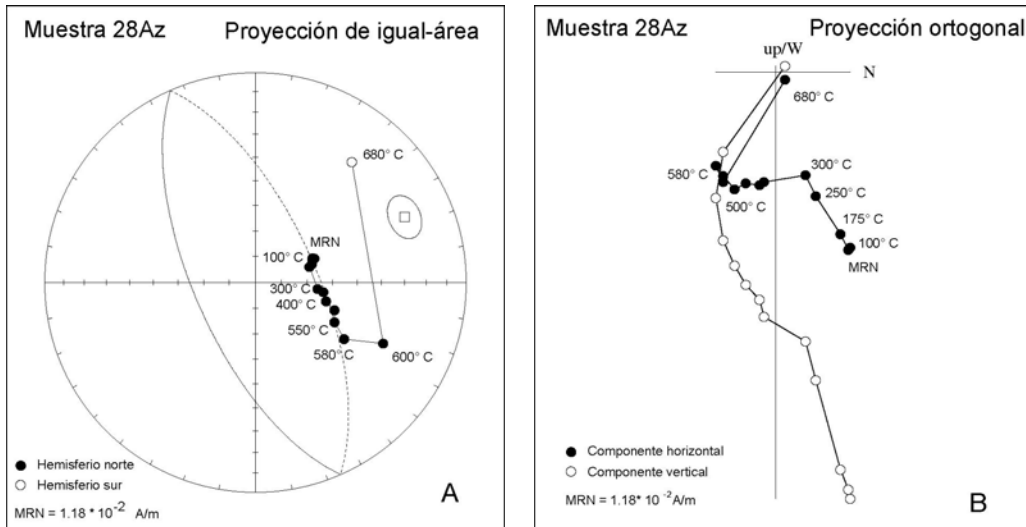


Figura 8.12 Diagramas de (A) proyección de igual área y (B) proyección ortogonal, de la muestra 28Az , mostrando un comportamiento estable de desmagnetización hasta los 300° C, con dirección reversa en alta temperatura.

En la gran mayoría de las muestras del flanco oriental la magnetización de alta temperatura está dirigida al sursureste y es de inclinación negativa, pero la desmagnetización térmica no permite aislar esta componente, porque el comportamiento arriba de los 600° C es inestable. La muestra 28Az tiene una orientación al NE antes del tratamiento, durante la desmagnetización la dirección cambia gradualmente hacia el SE, con inclinación positiva; la magnetización de alta temperatura se encuentra en el campo de las direcciones de orientación reversa (Fig. 8.12) pero el comportamiento es inestable por encima de los 580°C. La magnetización de alta temperatura en estos sitios se definió utilizando la técnica de círculos mayores. La magnetización de baja temperatura que se remueve entre temperatura ambiente y los 500°C es hacia el norte y de inclinación positiva. El comportamiento durante desmagnetización de la muestra 28Cz (Fig. 8.13) es similar, pero la trayectoria del círculo mayor que se define durante el experimento es diferente a la de la muestra 28a. Esto permite determinar la media del sitio por la intersección de círculos mayores.

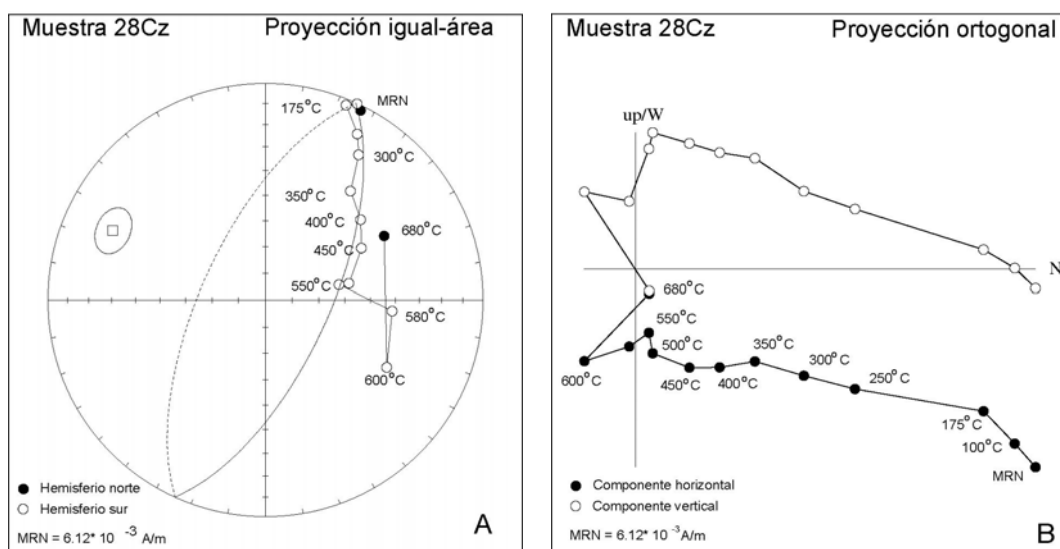


Figura 8.13 Diagramas de proyección de A) igual-área y B) proyección ortogonal para la muestra 28Cz. En esta muestra se aprecia la componente de baja temperatura en el hemisferio norte y la de alta temperatura en el sur.

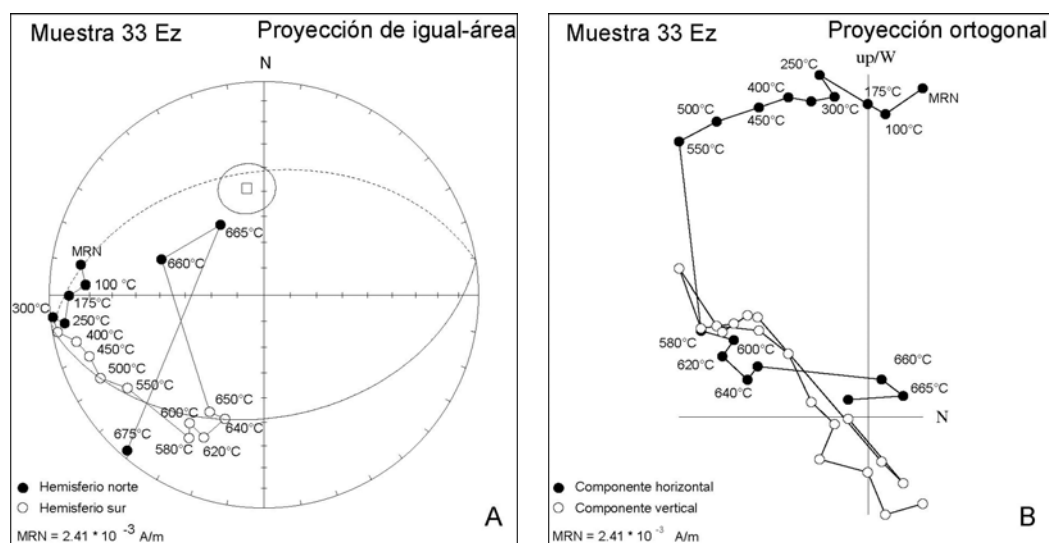


Figura 8.14. Diagramas de proyección de A) igual-área y B) proyección ortogonal para la muestra 33Ez. Se distingue el círculo mayor definido por las direcciones en la proyección de igual área y el polo que la define.

En la muestra 33Ez se observa como las direcciones van migrando gradualmente de baja temperatura con inclinaciones someras en el hemisferio norte, hacia el hemisferio sur en alta temperatura con inclinaciones más elevadas. La componente de baja temperatura está muy bien definida hasta los 550° C, sin embargo la componente de alta

temperatura no es muy clara, por lo que estas direcciones se calcularon también con el método de “intersección de círculos mayores”.

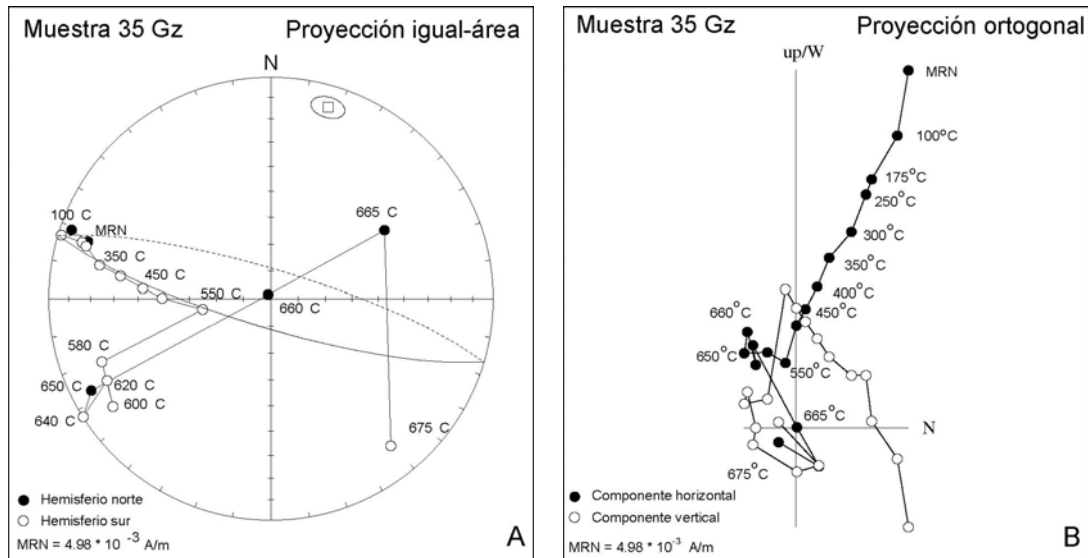


Figura 8.15 Diagramas de proyección de A) igual-área y B) proyección ortogonal para la muestra 35Gz. Se define muy bien un círculo mayor para esta muestra, con un bajo (buen) intervalo de confianza $\alpha 95$.

El comportamiento de la desmagnetización de la muestra 35Gz también es característico para las muestras de la Fm. San Marcos en el flanco oriental, donde la componente de alta temperatura no se puede definir por ser el comportamiento inestable arriba de los 550° C; sin embargo, en el diagrama de proyección de igual-área se puede definir muy bien como las direcciones van formando un círculo mayor, en este caso hasta los 550° C, y la definición del polo de este círculo mayor es relativamente precisa. Se puede observar que la componente de baja temperatura se encuentra en el hemisferio norte, y que la de alta temperatura en el hemisferio sur con inclinaciones negativas, por lo que este sitio muestra una componente secundaria de polaridad normal, mientras que tiene una componente característica de polaridad reversa (Fig. 8.15). No obstante, en al menos dos muestras de este sitio las dos componentes son de polaridad normal.

De esta forma en el flanco oriental el cálculo de la dirección característica se basó principalmente en el apoyo de la técnica de intersección de círculos mayores.

Por otro lado, en el flanco occidental ambas componentes tanto de baja como de alta temperatura se encuentran en el hemisferio norte, y es posible identificarlas de una

mejor manera que las muestras de las capas Colorado en los diagramas de proyección ortogonal (Zijderveld, 1967).

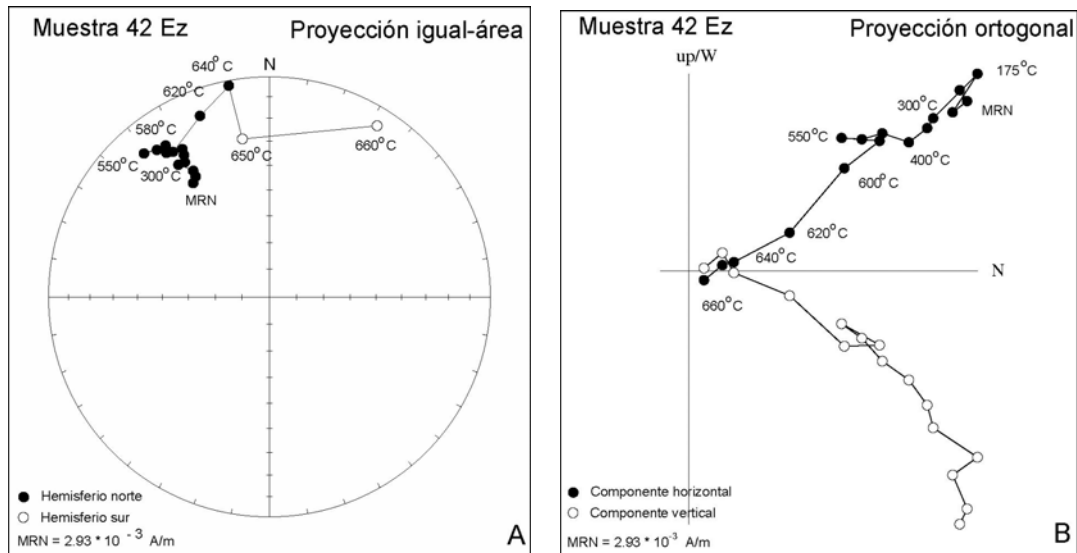


Figura 8.16 Diagramas de proyección de A) igual-área y B) proyección ortogonal para la muestra 42Ez. Esta muestra tiene muy definida sus componentes al NW con inclinaciones de intermedias a bajas.

El sitio 42, el cual ya corresponde al flanco occidental, todas las muestras tienen una dirección hacia el NW muy consistente, la muestra 42Ez es un ejemplo del comportamiento de este sitio (Fig. 8.16). Las inclinaciones son de intermedias a someras (de 45° a 20°) con una orientación relativamente estable de las direcciones y solo en temperaturas muy elevadas (650° C) la dirección se vuelve un poco más errática. La trayectoria de desmagnetización de los 580 a los 640° C no está dirigida al origen, por lo que la dirección característica se calculó sin incluir los puntos arriba de esa temperatura.

Otra muestra que tiene un comportamiento muy estable es la 44Dz, que muestra direcciones hacia el norte tanto en la dirección de baja como de alta temperatura, y las inclinaciones muy similares (entre 40° y 45° ; Fig. 8.17). De acuerdo con esta orientación la polaridad es normal en ambas componentes, mostrando congruencia no solo con las demás muestras del mismo sitio, sino también entre los sitios 44, 45 y 46.

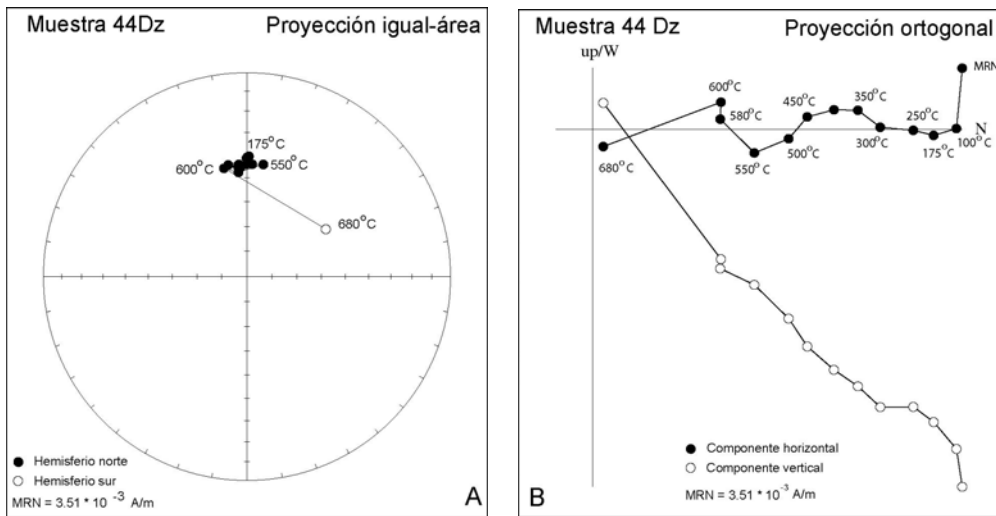


Figura 8.17 Diagramas de proyección de A) igual-área y B) proyección ortogonal para la muestra 44Dz. Muestra muy estable con polaridad normal con direcciones muy cercanas al norte para las dos componentes.

Otra muestra en la que se pueden distinguir muy bien las dos componentes de la magnetización con polaridad normal ambas, es la 45Cz. En la gráfica de proyección ortogonal (Fig. 8.18B) se puede distinguir una alineación de las direcciones hacia el NW, hasta la temperatura de 580° C, donde el comportamiento de la muestra cambia a mayores temperaturas, con una componente un poco más hacia el norte, y con una inclinación muy similar (alrededor de los 65°). Después de los 625° C el comportamiento es un poco más inestable.

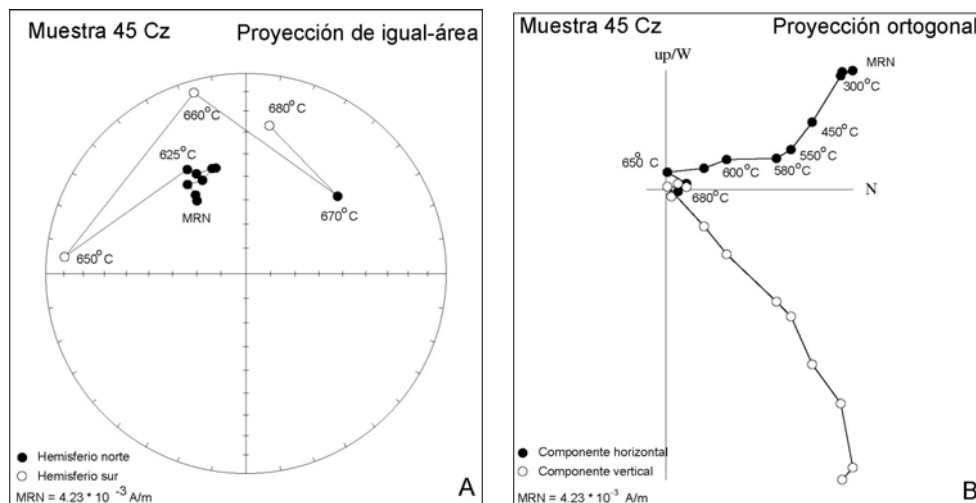


Figura 8.18 Diagramas de proyección de A) igual-área y B) de proyección ortogonal para la muestra 45 Cz. Muestra en que se definen muy bien las dos componentes de alta y baja temperatura de polaridad normal.

De esta forma, se analizaron cada una de las gráficas de las muestras de los diferentes sitios, y se calcularon las orientaciones tanto secundarias como características en cada uno de los flancos. Se generaron unas gráficas para cada uno de los flancos donde se muestreó la Fm. San Marcos, mostrando las direcciones secundarias (Fig. 8.19).

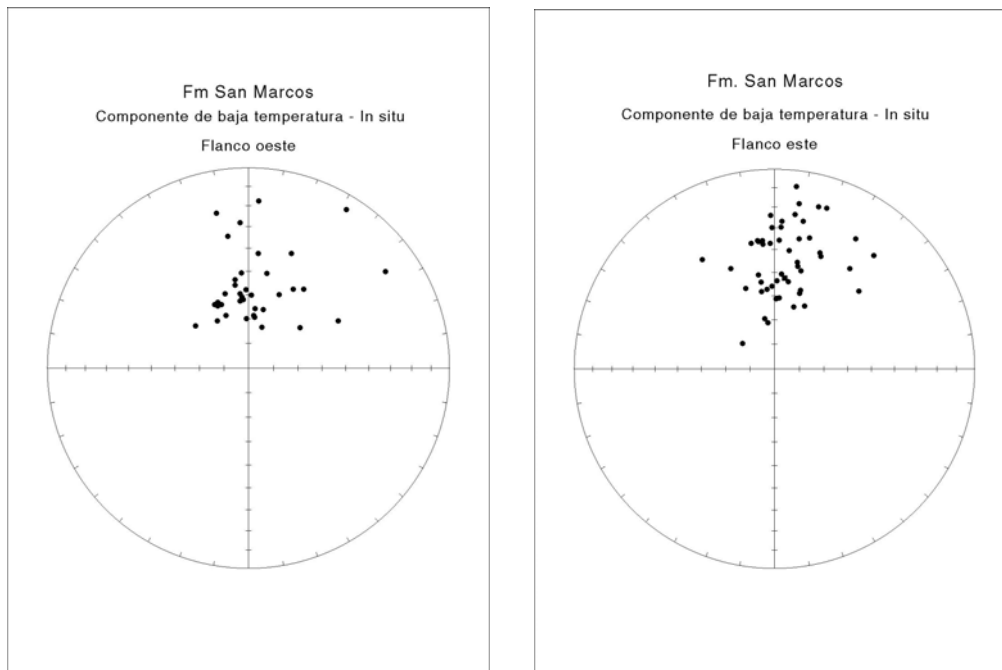


Figura 8.19 Diagramas de proyección de igual área para la componente de baja temperatura de los flancos A) oeste y B) este de la Formación San Marcos en Potrero Colorado.

8.3.2 Direcciones medias

Para la obtención de la dirección característica del **flanco oriental** de los diez sitios estudiados en esta zona solo se utilizaron 7, descartándose tres; dos de ellos por contar solamente con un par de núcleos que pudieron ser desmagnetizados, y un tercero por obtener un α_{95} demasiado alto. Estos datos sirvieron para calcular la dirección media en este flanco.

Para la obtención de la dirección característica en el **flanco occidental**, de 8 sitios analizados se pudieron utilizar los resultados de seis sitios, uno se descartó ya que solo se pudieron desmagnetizar dos núcleos, y otro por tener una dispersión muy elevada dentro del sitio (α_{95}). Se tomaron los datos de orientación de las capas, los cuales sirvieron para corregir estructuralmente a las capas llevándolas a la paleohorizontal, y de esta manera se

Capítulo VIII. Paleomagnetismo en Potrero Colorado

calcularon las direcciones, tanto individuales como medias. Los resultados de las direcciones de alta temperatura se presentan en la tabla 8.7 para el flanco este, tabla 8.8 para el flanco oeste y la tabla 8.9 para ambos flancos, de forma promediada, tanto sin corrección como con corrección estructural. En el flanco oriental la mayoría de los sitios muestran polaridad reversa, pero dos de ellos muestran polaridad normal y dos sitios muestran ambas polaridades (sitios 32 y 35). Dos polaridades en una misma capa pueden ocurrir cuando la adquisición de la magnetización remanente química es un proceso relativamente lento. La mayoría de los sitios analizados en el flanco oeste son de polaridad normal, pero un sitio de polaridad reversa (sitio 50) ocurre en la parte más alta de la sección, cerca del contacto con la Formación Cupido.

Tabla 8.7 Direcciones características de la Formación San Marcos para el flanco éste, en donde se presenta la dirección in situ y la dirección mostrando la corrección estructural. Muchas de estas direcciones fueron calculadas utilizando la técnica de círculos mayores.

Formación San Marcos, flanco este									
Direcciones componente de alta temperatura									
Sitio	n	D	I	k	α_{95}	Rumbo y echado de las capas	Dirección con corr. Estructural		Observaciones
							D	I	
28	7	194.3	-20.0	52.6	12.1	125,29	186.2	-46.5	círculos mayores
29	5	194.2	-37.5	135.7	24.4		176.4	-63.1	círculos mayores
30	5	184.5	-32.2	117.1	15.1		166.5	-55.0	círculos mayores
31*	4	147.3	-42.8	36.3	27.0		117.8	-46.8	círculos mayores
32	6	181.4	-45.1	79.2	14.5	85,10	182.9	-45.1	círculos mayores
32n*	2	333.4	24.2				331.3	33.4	
33	4	206.9	-42.8	34.0	22.5		213.0	-51.0	círculos mayores
34*	4	197.8	-43.3	21.6	44.8		202.5	-52.4	círculos mayores
35	6	196.7	-53.8	14.3	26.2		203.6	-62.9	círculos mayores
36	6	205.8	-44.0	43.9	17.4		212.1	-52.3	círculos mayores
37*	2	339.1	35.7				336.6	45.3	
38*	2	357.6	57.5				358.6,	67.5	
Media	7	194.6	-39.8	38.7	9.8		191.7	-54.9	

Tabla 8.8 Direcciones características o de alta temperatura de la Formación San Marcos para el flanco oeste.

Formación San Marcos , flanco oeste									
Direcciones componente de alta temperatura									
Sitio	N	D	I	k	α_{95}	Rumbo y echado de las capas	Dirección con corr. Estructural		Observaciones
							D	I	
42	6	321.8	47.9	45.6	10.0	60,8	320.2	55.8	
44	6	1.6	56.8	52.5	8.4		9.7	63.3	
45	5	346.8	44.8	19.2	15.7		349.6	52.4	
46*	2	335.9	72.7				340.8	80.6	X
47	5	346.5	55.8	20.7	25.3		350.9	63.4	
48	3	317.7	33.7	27.5	24.0		316.3	41.5	
50*	4	218.3	-55.7	74.7	36.3		230.1	- 57.9	círculos mayores
52	3	312.4	52.7	22.4	26.7		308.3	60.2	
Media	7	333.0	50.0	28.3	12.8		333.6	58.0	

Tabla 8.9 Direcciones características o de alta temperatura de la Formación San Marcos para los flancos este y oeste, combinados.

Formación San Marcos en ambos flancos									
Componente de alta temperatura (promedio)									
Direcciones Medias	N	D	I	k	α_{95}	Con Corrección Estructural			
						D	I	k	α_{95}
Combinados este y oeste	13	358.1	46.4	15.3	10.9	355.3	57.7	22.7	8.9

Los parámetros estadísticos muestran que existe un mejor agrupamiento de las direcciones si se consideran en coordenadas estratigráfica (corregidas por el rumbo y echado). *In situ*, el parámetro de precisión k es de 15.3, mientras que corregido por la actitud estructural k tiene un valor de 22.7 (que indica que existe una buena concentración de las direcciones), y que se habría en principio, promediado las diferencias en variación secular. Más importante es el hecho de que el incremento en el valor sugiere que la magnetización quedó registrada en estas rocas antes del plegamiento. Desafortunadamente, el incremento en el valor de k no es estadísticamente significativo, posiblemente debido a que las actitudes de las capas no son muy variables. Aunque no es prueba de que la magnetización sea primaria, esto junto con la observación de magnetizaciones de polaridad normal y reversa sugiere que no es secundaria. De la

misma manera, el valor de α_{95} de 8.9 indica límites de confianza aceptables para la estimación de la dirección promedio.

En la figura 8.20 se representan las direcciones obtenidas para las muestras individuales y los polos a los planos usados para intersección de círculos mayores, para cada uno de los flancos de la Fm. San Marcos, y en la figura 8.21 se muestran las direcciones de alta temperatura con el promedio de sitios, mostrando el cono de dispersión (α_{95}), y las dirección característica obtenida aplicando la corrección estructural.

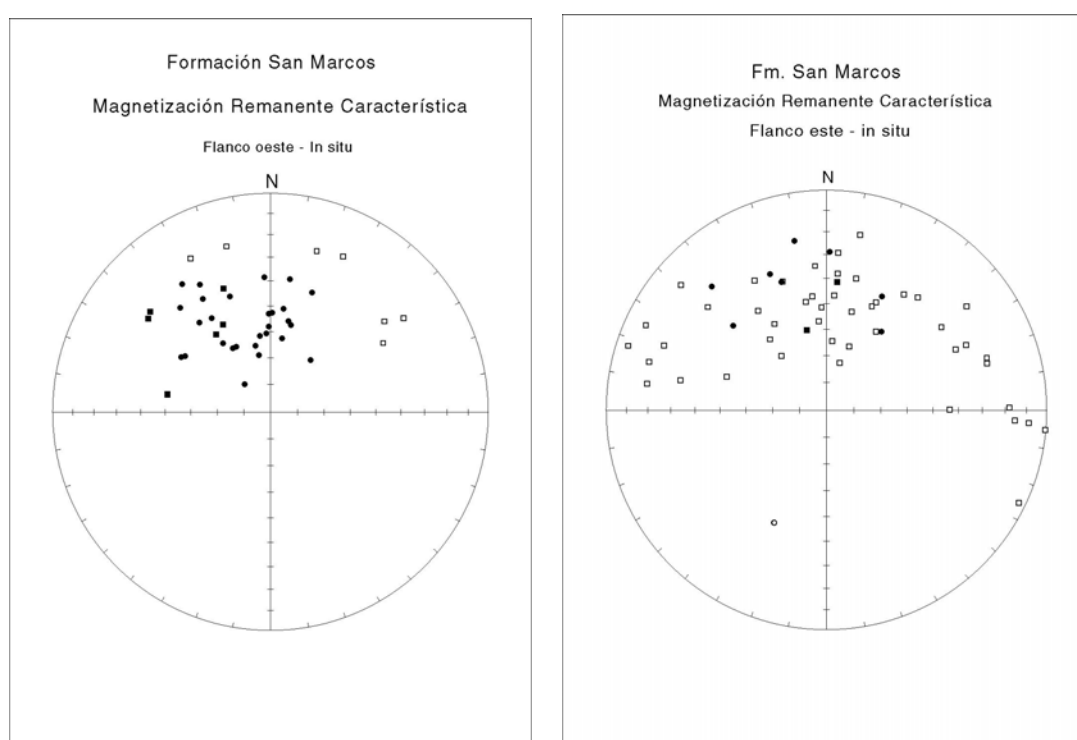


Figura 8.20 Direcciones de alta temperatura para la Formación San Marcos para los flancos A) oeste *in situ*, y B) flanco este *in situ* (círculos) y polos para los planos calculados a partir de las trayectorias de desmagnetización (cuadrados).

En el flanco oriental se obtuvieron direcciones tanto normales como reversas, obteniéndose una dirección característica o de alta temperatura promedio reversa en 194.6° con una inclinación de -39.8° , con k de 38.7 y α_{95} de 9.8° . Aplicando la corrección estructural de las capas, la dirección obtenida para este flanco es de 191.7° con una inclinación de -54.9° , k de 40.5 y α_{95} de 9.6° .

Capítulo VIII. Paleomagnetismo en Potrero Colorado

En el flanco occidental se obtuvo una dirección promedio de 333.0° con una inclinación de 50° con k de 28.3 y α_{95} de 12.8° . Aplicando la corrección estructural de las capas, las cuales presentan un azimut de 60° con una inclinación de 8° , se obtiene una dirección promedio corregida de 333.6° con 58.3° de inclinación, k de 28.3 y α_{95} de 12.6° .

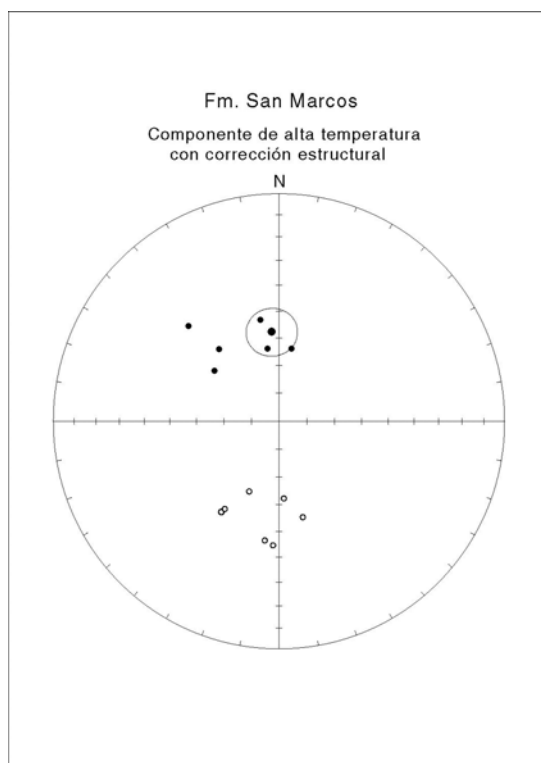


Figura 8.21 Direcciones de alta temperatura para la Formación San Marcos. a) Promedio de sitios, mostrando el cono de dispersión (α_{95}), b) dirección característica promedio de todos los sitios aplicando la corrección estructural.

Promediando las direcciones características en ambos flancos para la Formación San Marcos resulta una dirección de 358.1° con una inclinación de 46.4° con k de 15.3 y α_{95} de 10.9° . Aplicando la corrección estructural para las capas se obtiene que la dirección encontrada en Potrero Colorado para la Formación San Marcos es de 355.3° con una inclinación de 57.7° con una k de 22.7 y α_{95} de 8.9° . Una prueba de pliegue en el sentido estricto es difícil de aplicar porque existe poca variación en las actitudes de las capas muestreadas. Existen dos observaciones importantes sobre la corrección estructural y la prueba de pliegue. Por un lado, las inclinaciones medias son distintas con un nivel de

confianza del 95% cuando se consideran *in situ* pero son indistinguibles. Por otro lado, las declinaciones medias son distintas en ambas coordenadas. Esta discrepancia se puede deber a razones geomagnéticas (promedio incompleto de variación secular), a razones metodológicas (separación incompleta de componentes) o a razones tectónicas (rotación entre ambas localidades o un estilo complejo de plegamiento). En conclusión, la magnetización debe haberse adquirido antes del plegamiento por lo que es probablemente primaria y el promedio de ambos flancos debe minimizar errores en declinación debidos a razones geomagnéticas, metodológicas o estructurales.

8.4 Prueba del Conglomerado.

En la Formación San Marcos, en el flanco occidental del área de estudio se lograron obtener muestras de los clastos presumiblemente jurásicos de un conglomerado de esta formación. Los clastos son litológicamente similares a las areniscas jurásicas. Se tomaron muestras en 8 clastos. En dos de ellos se pudieron obtener dos núcleos, y en los otros seis solamente un núcleo. Estas muestras se comportaron de manera muy estable al ser desmagnetizadas, como se puede ver en las gráficas de la figura 8.22. Los clastos muestran dos componentes de magnetización, una de baja (0 a 600° C) y una de alta temperatura (620-670° C).

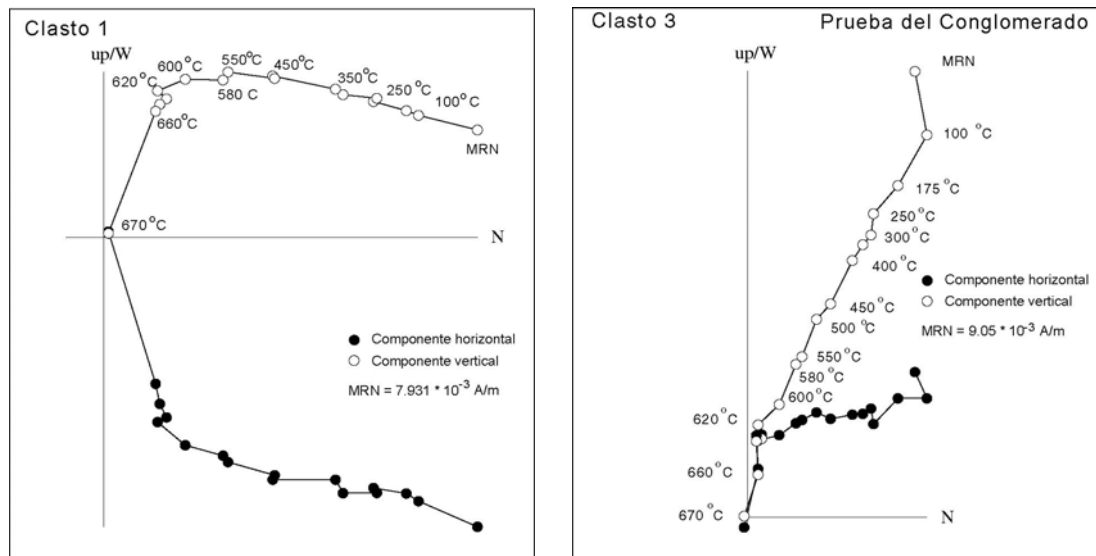


Figura 8.22 Diagramas ortogonales para los clastos 1 y 3 de la prueba del conglomerado, mostrando el comportamiento muy estable de la desmagnetización de estas rocas y direcciones diferentes para las magnetizaciones de ambos clastos.

Capítulo VIII. Paleomagnetismo en Potrero Colorado

Los resultados de las direcciones obtenidas promedio de los clastos se muestran en la tabla 8.8, tanto para la componente de baja temperatura como para la de alta temperatura, y en la figura 8.23 se muestran las direcciones gráficamente en un diagrama de igual área. Las estadísticas muestran que ambas componentes tienen direcciones dispersas, las distribuciones de direcciones son aleatorias lo que indica una prueba positiva de conglomerado. Los clastos adquirieron su magnetización antes de ser incorporados en el depósito.

Tabla 8.10 Direcciones obtenidas para las clastos presumiblemente jurásicas que se encontraban dentro del conglomerado de la Formación San Marcos (Cretácica).

Formación San Marcos						
Prueba del conglomerado						
Sitio	N	D	I	k	α_{95}	rsum
Baja temperatura	9	339.6	9.2	2.0	50.9	4.96
Alta temperatura	9	287.7	-28.0	2.1	49.2	5.102

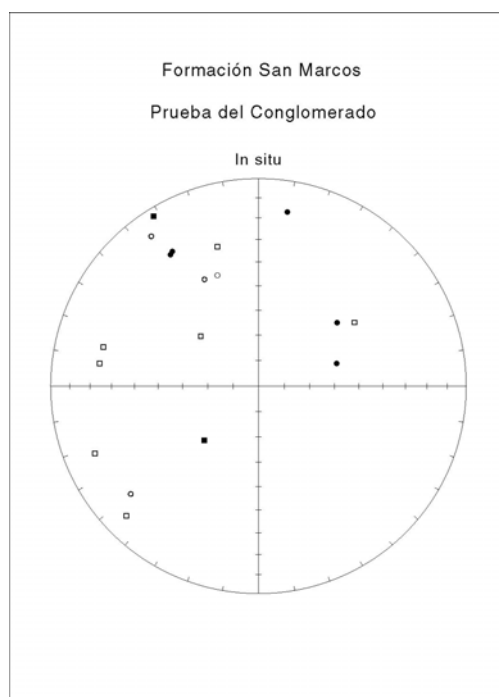


Figura 8.23 Diagrama de igual área que despliega las direcciones de los clastos en los cuales se realizó la prueba del conglomerado dentro de la Formación San Marcos.

Capítulo VIII. Paleomagnetismo en Potrero Colorado

En el diagrama de igual área de la figura 8.23 se puede observar que las direcciones de las muestras no presentan ningún agrupamiento y son distintas a las direcciones observadas tanto en la Fm. San Marcos como en las capas Colorado; también existe una constancia entre los ángulos de la dirección de baja temperatura y la dirección de alta temperatura, lo que permite afirmar que las capas Colorado “pasan la prueba del conglomerado”, indicando esto que la magnetización obtenida por los clastos es anterior a la depositación de los mismos dentro del conglomerado. Esto revela que la magnetización característica de esta formación no habría sido remagnetizada posteriormente a la formación de la roca, más allá de la adquisición de la magnetización secundaria en la dirección del campo presente. Por lo que la dirección obtenida para esta formación puede ser considerada como confiable.

En el siguiente capítulo se discute la interpretación de estos resultados y se plantean los modelos geológicos que pudieran explicarlo.

Capítulo VIII. Paleomagnetismo en Potrero Colorado

CAPITULO IX

DISCUSIÓN

9.1 Geología Estructural

Con base en este estudio y tomando en consideración el análisis de fallas en las rocas jurásicas, utilizando para ello el programa *INVD* de *Angelier* (1990), se determinó que los esfuerzos que actuaron en las rocas jurásicas son principalmente esfuerzos de tensión. Estos esfuerzos generaron principalmente fallas normales mayores con arreglos en dominó a diferentes escalas. También se definieron algunos “*grabens*” y “*horsts*” con rumbo general NW-SE. De esta forma, la orientación predominante del esfuerzo mínimo principal (σ_3) tuvo una dirección NE-SW a NNE-SSW, por lo que se establece que esta dirección corresponde a la dirección predominante de extensión en la zona. También se documentó que hubo movimientos laterales derechos e izquierdos menores o subordinados en las rocas jurásicas.

El fallamiento normal mayor y lateral derecho menor que actuó alternadamente durante la sedimentación de la lutita y arenisca basal así como las capas Colorado en Potrero Colorado, sugiere que la Falla San Marcos (FSM) pudo haber actuado como una falla normal con una componente lateral derecha menor en un tiempo pre-Neocomiano (pre Fm. San Marcos), más que como una falla lateral izquierda como fue anteriormente propuesto por *McKee et al.* (1984, 1990). Las fallas normales con rumbo NW-SE que se observaron y se documentaron cortando el contacto entre las capas Colorado (eolianitas) y la Fm. San Marcos, definen direcciones principales de compresión mínima NE-SW.

Con base en lo anterior, se interpreta que hubo un período de extensión en el Cretácico Temprano, que hizo actuar a la FSM como una falla normal, tal y como sugirieron *McKee et al.* (1990) con base en su estudio estratigráfico y *Chávez-Cabello* (2005) con base en su estudio estructural. Con este estudio se documentó información cuantitativa que fortalece la hipótesis de que en el Neocomiano existió un evento de extensión importante con rotaciones horarias de bloques estructurales que contribuyeron al crecimiento de la Cuenca de Sabinas hasta el mismo Neocomiano.

También se documentó la deformación en el frente de la sierra La Fragua en la parte denominada sierra Alargada, la dirección de los esfuerzos en esta zona, así como el contacto geológico de la arenisca y lutita jurásica con la caliza cretácica permite plantear la interpretación que se trata de una falla reactivada, conformando un pliegue tipo sabana (*drape fold*) en la etapa temprana de la deformación de la zona.

En el Potrero Colorado existe un doblez de la FSM, la cual cambia de una dirección regional WNW al NW del área a NW-SE y localmente hasta E-W, para luego adquirir un rumbo regional nuevamente WNW al SE del área de estudio. En campo se observó que las fallas que cortan el contacto entre la arenisca eólica del Jurásico y el paquete clástico de la Fm. San Marcos, no cortan el contacto superior de la Fm. San Marcos con la Fm. Cupido (facies arrecifales del Aptiano), debido a que las fallas fueron sepultadas durante el depósito de la parte superior de la Formación San Marcos. Por lo anterior, se restringe el tiempo de desplazamiento normal sobre la FSM al Neocomiano.

El arreglo en la dirección de la FSM, y sobre todo por las relaciones entre las fallas normales mayores y laterales derechas menores documentadas en las capas Tanque Cuatro Palmas y Colorado del Jurásico, en Potrero Colorado, se consideran como evidencias claves para sugerir que en el Jurásico Tardío esta zona pudo haber operado como una rampa de relevo sobre la traza de la FSM, estructura que a su vez debió ser reactivada en el Neocomiano durante el depósito de la Fm. San Marcos.

También se definió otro periodo de deformación que generó el plegamiento de la sierra La Fragua en el Paleógeno. Para este tiempo se interpreta que hubo acortamiento con transporte tectónico menor hacia el SSW, en la etapa tardía de la Orogenia Laramide, la cual provocó fallas y pliegues en los depósitos calcáreos cretácicos, depositados en el margen norte de la plataforma de Coahuila y sur de la Cuenca de Sabinas. Esta fase, tardía a despegues sedimentarios regionales con generación de pliegues por doblez de falla con transporte tectónico hacia el NNE, de la plataforma hacia la Cuenca, visibles en el cañón El Mimbres en la parte sureste de la sierra La Fragua (*Chávez-Cabello, 2005*), provocó la generación de zonas de cizalla reversa de ángulo alto con desarrollo de zonas de brecha con espesores de hasta 200 m en el sureste de la sierra La Fragua y pliegues de sabana donde la secuencia no había sido inicialmente plegada, como es el caso de la parte sur de Potrero Colorado (i.e. estructura de la sierra Alargada). En zonas donde ya existían

estructuras previas, la inversión de la FSM en la etapa tardía de la Orogenia Laramide provocó que los estratos ya plegados en la parte oriental de la sierra La Fragua se volcasen hacia el sur y SSW, probablemente en el Eoceno tardío (Chávez-Cabello, 2005).

9.2 Paleomagnetismo

9.2.1 Rotaciones y Anomalías de Inclinación

Cuando rocas de un bloque o terreno adquiere una magnetización a una latitud dada, y este bloque es movido a una latitud mayor, la inclinación magnética que se encuentra en el bloque es menor a la esperada para la nueva posición de este bloque, de esta manera con la medición de la inclinación en las rocas se puede calcular el ángulo de desplazamiento de este bloque, y por lo tanto la distancia desplazada con respecto a un cratón de referencia. Si un bloque en cambio gira sobre un eje vertical de rotación, existe muy poco o ningún movimiento latitudinal del mismo, pero se produce una rotación R , por lo que habrá una diferencia entre la declinación esperada y la declinación observada o medida en las rocas en el tiempo presente.

Existen diferentes métodos para realizar el cálculo del movimiento de un bloque, ya sea tanto en la rotación como en la inclinación (Beck, 1976). Sin embargo, uno de los métodos más utilizados está apoyado en desarrollos matemáticos que se reducen a dos ecuaciones sencillas (Butler, 1998): La dirección esperada (I_x , D_x) es simplemente comparada con la dirección paleomagnética observada (I_o , D_o).

La anomalía de inclinación F esta dada por:

$$F = I_x - I_o$$

El cálculo de la rotación de la declinación está dada por:

$$R = D_o - D_x$$

R es definida como positiva cuando D_o es en el sentido de las manecillas del reloj de D_x . La dirección esperada y observada tienen asociadas un límite de confianza, que normalmente es estimado en un 95% de límite de confianza, de esta forma, tanto la rotación como la anomalía de inclinación tienen un rango de estimación. Si una dirección se desvía significativamente de la dirección esperada entonces se tiene una *dirección paleomagnéticamente discordante*; sin embargo, si la dirección observada no es

estadísticamente distinguible de la dirección esperada entonces se tiene una *dirección paleomagnéticamente concordante* (Butler, 1998).

9.2.2 Polos de Referencia para América del Norte

Para poder interpretar los resultados paleomagnéticos es necesario tener un marco de referencia apropiado. La curva de vagabundeo polar aparente (CVPA) es el marco donde se hace referencia para ubicar los polos magnéticos para diferentes tiempos. El polo de referencia permite calcular la dirección esperada; la CVPA representa el movimiento del polo de rotación con respecto al continente. Es decir, en lugar de colocar los continentes en diferentes posiciones y mantener los polos fijos sobre el eje de rotación, se mantienen los continentes en una posición fija y el polo se mueve al lugar que le correspondería con el continente o el cratón fijos. De esta manera, es factible observar los cambios realizados en la posición de los polos con respecto al continente; la curva así generada con los puntos conforma la CVPA (Fig. 9.1). Esta curva puede realizarse promediando los valores de los polos del cratón de diferentes maneras, una de las más aceptadas es la definida con base en el principio de los polos de Euler (Gordon *et al.*, 1984), que es la que se utiliza en esta tesis.

Para América del Norte se ha estimado una CVPA basada en varios polos calculados en lugares que se considera han permanecido estables y no han sido afectados por deformaciones tectónicas, o cuya deformación ha sido mínima y es conocida con mucha certeza, como en la Plataforma del Colorado (*Colorado Plateau*). La CVPA se ha ido ajustando conforme nuevos datos son publicados, por lo que la posición de los polos promedio de referencia cambia un poco de acuerdo con diferentes autores. En particular existe mucha discusión sobre los polos del Jurásico Medio, mientras que el Triásico, Cretácico y Jurásico superior están bien definidos (Hagstrum, 1993). En este trabajo se han utilizado polos de referencia de estudios que cumplen con criterios de confiabilidad, y se ha hecho un promedio de los polos propuestos para el Jurásico Superior y el Cretácico Inferior.

Para determinar el polo de referencia para el Jurásico Tardío del Cratón de América del Norte se han considerado tres polos, uno en la plataforma del Colorado y dos para la región del Cratón. El polo que corresponde a la plataforma del Colorado se estimó

en el Miembro Inferior de la Fm. Morrison (*Steiner and Helsley, 1975b*), y los del cratón se tomaron de *Steiner (1974)* y de *Steiner (1994; Tabla 9.1a)*. El polo calculado corresponde al Oxfordiano, o sea ~155 Ma. (*Kowallis et al., 1998*).

También se determinó un polo de referencia para el Jurásico Tardío (Tithoniano ~144 Ma; *Kowallis et. al., 1998*). Para la determinación de estos polos se ha considerado a la Formación Morrison en su Miembro Superior (*Steiner, 1994; Bazard and Buttler, 1994; Steiner and Helsey, 1975; Tabla 9.1b*).

Debido a que la edad de las capas jurásicas en Potrero Colorado es estimada por relaciones estratigráficas, y no hay fechamientos ni tampoco se localizaron fósiles diagnósticos en estas rocas, se hace la comparación de las direcciones observadas contra los dos polos, Jurásico Tardío temprano y Jurásico Tardío tardío.

Tabla 9.1a Polos considerados para calcular la dirección de referencia de las rocas jurásicas considerando que sean de edad Oxfordiano. En paréntesis datos sin aplicar la corrección estructural, para el cálculo se tomaron los datos corregidos (*) para la rotación de la plataforma del Colorado y se realizaron utilizando las estadísticas de Fisher.

Autor	Formación	Edad Ma.	Paleopolo		
			Lat.	Lon.	a95
<i>Steiner (1994)</i>	Craton Romeroville, Morrison Inferior	155	52.0° N	154.9° E	5.9
	Craton Trujillo, Morrison Inferior	155	52.8° N	152.6° E	8.2
<i>Steiner (1974, en Steiner 1994)</i>	Plateau Morrison Inferior	155	(61.4° N) 57.0° N*	(142.2° E) 148.0° E*	4.0
<i>Steiner and Helsey (1975)</i>	Morrison Inferior	155	(61.4° N) 57.0° N*	(142.2° E) 148.0° E*	4.0
PROMEDIO			54.7° N	151.0° E	3.8

Tabla 9.1b Polos considerados para calcular la dirección de referencia de las rocas jurásicas, considerando una edad del Tithoniano; entre paréntesis edad sin corregir. El promedio se calculó con estadísticas de Fisher.

Autor	Formación	Edad Ma.	Paleopolo		
			Lat	Lon	a95
<i>Steiner (1994, en Steiner 2003)</i>	Morrison Superior	145	70.6° N	167.1° E	3.6
<i>Bazard and Buttler (1994)</i>	Morrison Superior (Brushy Basin Member)	147	(68.3) 65.1° N*	(156.2) 159.8° E*	NR

<i>Steiner and Helsey (1975)</i>	Morrison Superior	145	67.5° N	161.8° E	3.9
PROMEDIO			67.8° N	162.6° E	4.7

Para el cálculo de referencia para la Formación San Marcos, ubicada estratigráficamente en el Cretácico Inferior (Neocomiano), se utilizó el promedio de polos estimados por varios autores planteados en *Van der Voo* (1990), así como los de *McEnroe* (1996) y *Van Fossen and Kent* (1992), como se indica en la tabla 9.2

Tabla 9.2 Polos considerados para calcular la dirección de referencia de las rocas cretácicas (Fm. San Marcos).

Autor	Formación	Edad Ma.	Paleopolo		
			Lat.	Lon.	α_{95}
<i>Mayhew</i> (1986, en <i>Van der Voo</i> , 1990)	Rehoboth, Gillis Seamounts	98-144	71.0° N	171.0° E	18
<i>Foster and Symons</i> (1979, en <i>Van der Voo</i> , 1990)	Monteregian Hills Intrusive	124	72.0° N	191.0° E	2
<i>Lapointe</i> (1979, en <i>Van der Voo</i> , 1990)	Notre Dame Bay Dikes	128	67.0° N	212.0° E	4
<i>Opdyke and Winsink</i> (1966; en <i>Van der Voo</i> 1990)	Mount Ascutney Gabbro	130	64.0° N	187.0° E	14
<i>McEnroe</i> (1996)	Cape Neddick Complex	125-120	72.3° N	198.9° E	3.3
<i>Van Fossen and Kent</i> (1992)	Mounts Ascutnet-Tripyrimid-Pawtuckaway	122.5	71.3° N	187.5° E	4.2
PROMEDIO			70° N	191.6° E	4.8

9.2.3 Magnetización de Capas Rojas

Las capas Colorado y la lutita y arenisca de las capas Tanque Cuatro Palmas están dentro de la clasificación de las denominadas capas rojas, las cuales son rocas sedimentarias detríticas cementadas con hematita, dominadas por areniscas de grano medio a fino (*Turner*, 1980, *Geissman*, 2001), de las cuales se sabe que tienen una magnetización geológicamente muy estable y han sido objeto de numerosos estudios paleomagnéticos para el cálculo de polos, magnetoestratigrafía, tectónica y geología estructural.

En el estudio de estas rocas existe controversia por definir claramente el tiempo de adquisición de la magnetización, ya que se ha postulado que la magnetización química puede adquirirse al mismo tiempo o en un tiempo muy cercano a la formación de la roca, pero también puede adquirirse una magnetización primaria después de haberse formado la roca (Turner, 1980). Esto puede ser debido a diferentes factores como: a) formación de nuevos minerales magnéticos por oxidación y/o deshidratación de otros, o b) por recristalización. Esto es importante considerarlo porque en las rocas de Potrero Colorado se encontraron dos direcciones para este tipo de rocas como se mostró en el capítulo 8, considerándose en principio que una de ellas se formó en un tiempo cercano a la formación de la roca y la otra en un tiempo posterior, situación que, como se acaba de explicar, no es raro que suceda en este tipo de rocas.

9.2.4 Rotaciones en el Jurásico

Con el estudio paleomagnético se obtuvieron dos direcciones características para las rocas jurásicas en Potrero Colorado, una de alta inclinación y otra de baja inclinación. (Tabla 8.3). Estas direcciones debieron haber sido adquiridas por las rocas en tiempos diferentes, y proporcionan información de los cambios que pudieron haber sucedido en esta zona en este intervalo de tiempo. La dirección de baja inclinación encontrada es de **10.2°** con una inclinación de **28.2°**, ($k = 22.1$ y $\alpha_{95} = 7.5$), aplicando la corrección estructural ya que esta magnetización se habría formado antes del plegamiento de estas rocas. La dirección de alta inclinación es de **332.4°** con una inclinación de **55.2°**, a la cual no se le aplicó la corrección estructural, ya que se considera, en este modelo, que estas rocas habían adquirido la magnetización en un tiempo posterior a la deformación de estas capas. Esto se estima de esta manera, porque al calcular un polo con la dirección obtenida con alta inclinación este polo queda muy desviado de las posiciones esperadas para el Jurásico Tardío, con una anomalía de inclinación muy difícil de explicar tanto paleomagnética como estructuralmente. Sin embargo, si se considera como una magnetización secundaria en la posición *in situ* y se compara a un tiempo posterior, es decir, Cretácico Temprano y/o Paleógeno, entonces existe una explicación geológica coherente ya que esta en una dirección muy cercana a la CVPA (Fig. 9.1) y que pudo haber sido adquirida durante la Orogenia Laramide que operó en la zona. La dirección de

baja inclinación se interpreta para estas rocas como una magnetización adquirida en el Jurásico tardío, probablemente en el Oxfordiano o el Tithoniano. Esta conclusión está apoyada por una prueba positiva de conglomerado.

Tabla 9.3 Estimación de rotación en rocas jurásicas con dirección de baja inclinación contra el polo calculado para los miembros inferior (Oxfordiano) y superior (Tithoniano) de la Fm. Morrison en la Plataforma del Colorado.

Rocas jurásicas baja inclinación vs Oxfordiano (Miembro Inferior Fm. Morrison)					
	Do	Io	Lat. N	Lon. E	a95
dirección observada	10.2°	28.2°	74.9°	36.4°	7.5
dirección esperada (paleopolo de referencia)	325.3°	24.3°	54.7°	151.0°	3.8
Rotación	44.9° (± 8.7)				
Anomalía de Inclinación	3.9° (± 9.55)				
Rocas jurásicas baja inclinación vs Thitoniano (Miembro Superior Fm. Morrison)					
	Do	Io	Lat. N	Lon. E	a95
Dirección observada	10.2°	28.2°	74.9	36.4	7.5
Dirección esperada (paleopolo de referencia)	335.9°	40.5°	67.8°	162.6°	4.7
Rotación	34.3° (±8.7)				
Anomalía de Inclinación	-12.4° (± 9.94)				

Con estos resultados se determinó, en este modelo, que la dirección característica de baja inclinación de las rocas jurásicas, presenta una rotación en el sentido de las manecillas del reloj que puede ser de **44.9° (±8.7)** ó **34.3° (±8.7)** dependiendo si se compara con el paleopolo de miembro Inferior (Oxfordiano) o Superior (Tithoniano) de la Fm. Morrison. Se observa una anomalía de la inclinación de unos pocos grados **3.9° (±9.55)** ó **-12.4° (±9.9)** respectivamente, más somera que la esperada. Como no se conoce con certeza la edad de las rocas jurásicas, la posibilidad de desplazamientos latitudinales no puede ser determinada. Puede ser inexistente si las rocas son del Oxfordiano o puede haber sufrido un desplazamiento de unos ± 1000 km. si las rocas son del Tithoniano.

Como se explica en el siguiente inciso, la rotación que se encontró para las rocas cretácicas es de una rotación horaria de ~17° con una anomalía de inclinación no significativa de la Fm. San Marcos, por lo que se puede argumentar que la rotación de las rocas jurásicas es la acumulación de las rotaciones ocurridas en el Jurásico y en el

Cretácico. De forma que las rocas jurásicas habrían tenido un giro pre-Neocomiano de $\sim 28^\circ$ ($44.9^\circ - 17^\circ$) y post-Neocomiano de 17° si estas son del Oxfordiano, o de $\sim 17.3^\circ$ ($34.3^\circ - 17^\circ$) pre-Neocomiano y 17° post-Neocomiano si estas son del Tithoniano. Todos estos giros en el sentido de las manecillas del reloj. Se acota la edad Neocomiano por que es la edad de la Fm. San Marcos.

9.2.5 Rotaciones en el Cretácico (Formación San Marcos)

Considerando la ubicación del área de estudio, latitud $26^\circ 50'$ N y longitud $102^\circ 43'$ W, y el polo que corresponde para el Cretácico Inferior (70° N $191.6'$ W) debido a que se considera en esta discusión a la Fm. San Marcos del Neocomiano, la dirección esperada para esta área sería de 338.1° con una inclinación de 52.5° .

En la Formación San Marcos las direcciones de la magnetización secundaria obtenidas fueron predominantemente normales, con direcciones muy cercanas a la dirección actual del campo magnético de la Tierra, aunque la inclinación es ligeramente más pronunciada. Esto es interpretado como magnetización viscosa adquirida por las rocas por el campo magnético presente actualmente en la Tierra. Esta magnetización fue removida para poder identificar la magnetización característica que pudiera corresponder a la primaria.

La dirección característica observada en campo con este estudio para la Fm. San Marcos, aplicando la corrección estructural, fue de una declinación de 355.3° con 57.7° de inclinación. De esta forma, con este estudio se obtiene que existe una diferencia con la dirección esperada para la Fm. San Marcos en el área de Potrero Colorado de 17.2° (± 12.9) en sentido de las manecillas del reloj, y una diferencia en la inclinación de 4.9° (± 13.3) más somera a la dirección esperada para estas rocas del Cratón de América del Norte (Tabla 9.4). La diferencia de inclinación no es estadísticamente significativa.

Estos resultados indican que estas rocas habrían girado $\sim 17^\circ$ en sentido de las manecillas del reloj sin una anomalía importante de la inclinación; es decir, que no habría tenido un desplazamiento latitudinal importante, debido a que la anomalía de inclinación obtenida es inferior al error de la determinación. La anomalía en inclinación es por tanto insignificante. La rotación debe haber ocurrido después del depósito y probablemente

durante el plegamiento, ya que este evento es el único evento que puede proporcionar un mecanismo viable para explicar la rotación

Tabla 9.4 Cálculo de rotación y anomalía de inclinación para la Fm. San Marcos en Potrero Colorado, con base en las direcciones observada y esperada para el Cretácico Inferior.

Formación San Marcos (dirección característica) vs Cretácico Inferior		Do	Io	Lat. N	Lon. E	95
dirección observada		355.3°	57.7°	77.8°	239.8°	8.9
dirección esperada (paleopolo de referencia)		338.1°	52.5°	70°	161.6°	4.8
Rotación		17.2° (±12.9)				
Anomalía de Inclinación		4.9° (±13.3)				

9.2.6 Rocas jurásicas de alta inclinación

Al comparar las rocas jurásicas que muestran una alta inclinación con un polo Cretácico (Tabla 9.4), se encuentra una diferencia mínima de una rotación de **5.7°** (± 11.8) y una diferencia de inclinación de **3°** (± 12.4). Como los datos obtenidos se encuentran dentro de los márgenes de error estimados para este giro y esta diferencia de inclinación, entonces se puede decir que son despreciables, o no significativos, por lo que se considera que no se observa una rotación marcada o una diferencia de inclinación para estas rocas con un polo en este tiempo. De esta manera se considera que la magnetización de baja inclinación fue adquirida por las rocas en el Jurásico Tardío, y posteriormente habrían obtenido una segunda magnetización característica en el Cretácico o el Paleógeno. Esto está registrado en la arenisca y lutita basal y las capas Colorado, ya que en algunas muestras se detectó solo la dirección de baja inclinación, en otras solo la de alta inclinación, y en otras se encontraron ambas direcciones, como se mostró en el capítulo anterior. De esta manera se puede formular que la magnetización de alta inclinación obtenida en estas rocas es la magnetización característica más joven adquirida por estas rocas, e incluso más joven que la de la Fm. San Marcos, esto debido a que en estas rocas no se refleja la rotación que se detectó en la Fm. San Marcos, por lo cual debe tener una edad post-Neocomiano e incluso puede haberse adquirido en el Paleógeno.

Tabla 9.5 Estimación de rotación en rocas jurásicas con dirección de alta inclinación contra el polo del Cretácico Inferior

Rocas jurásicas alta inclinación vs Cretácico Inferior		Do	Io	Lat. N	Lon. E	a95
Dirección observada		332.4°	55.2°	64°	195.1°	7.6
Dirección esperada (paleopolo de referencia)		338.1°	52.2°	70°	191.6°	4.8
Rotación		5.7° (±11.8)				
Anomalía de Inclinación		3° (±12.4)				

En la figura 9.1 se ubican los polos observados en este estudio, y los polos de referencia utilizados para cada uno de ellos, así como la CVPA con su elipse de confianza (*May and Butler, 1986*).

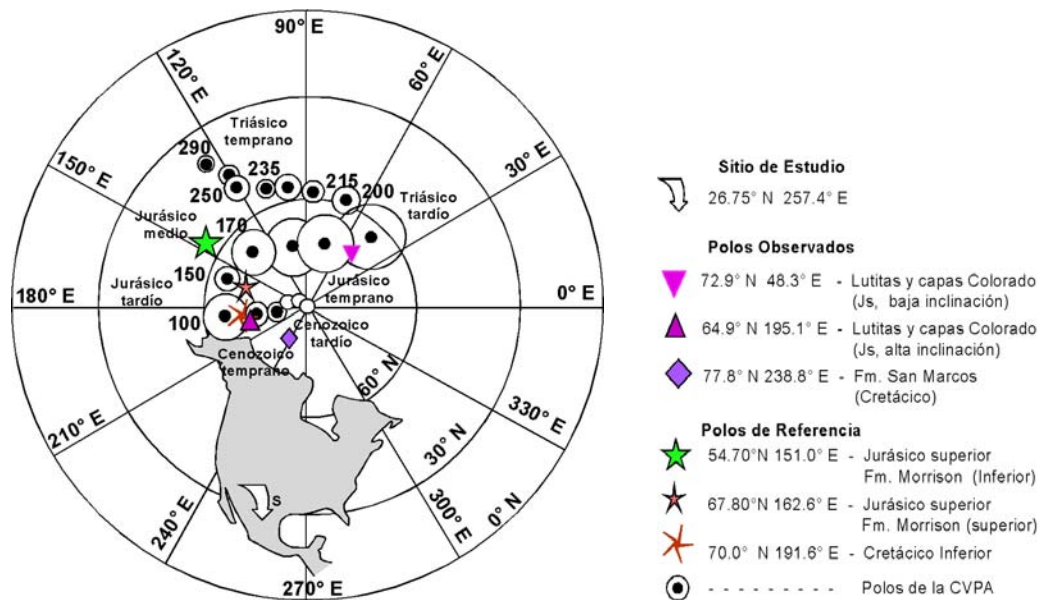


Figura 9.1 Proyección ortogonal de la Tierra donde se muestra la ubicación del Cratón de América del Norte y la CVPA o la ubicación de los polos con respecto a este cratón a través del tiempo. Se muestran además los polos utilizado en el modelo de relevo de falla (I) descrito en el siguiente apartado.

9.4 Modelos de interpretación de rotaciones y anomalías de inclinación

Los modelos que se pueden explicar para la interpretación de las rotaciones de estas rocas si estuvieran relacionados a la FSM serían en principio dos, uno con relación a un releasing bend dextral y otro relacionado con rampa por relevo de falla.

9.4.1 Modelo de *Releasing Bend Dextral*.

En este modelo se plantea la existencia de deslizamiento lateral derecho de la FSM, formándose una zona de *releasin bend*, esto debido a la forma y quiebre en la FSM en esta zona, lo que habría formado una cuenca *pull apart* para este tiempo, y lo cual estaría siendo apoyado por la formación de fallas normales y en escalón formando *horst* y *grabens* en estas rocas, que están limitados al Jurásico Tardío o a tiempos pre-Neocomianos (Fig. 9.2).

Modelo de evolución *releasing bend* dextral

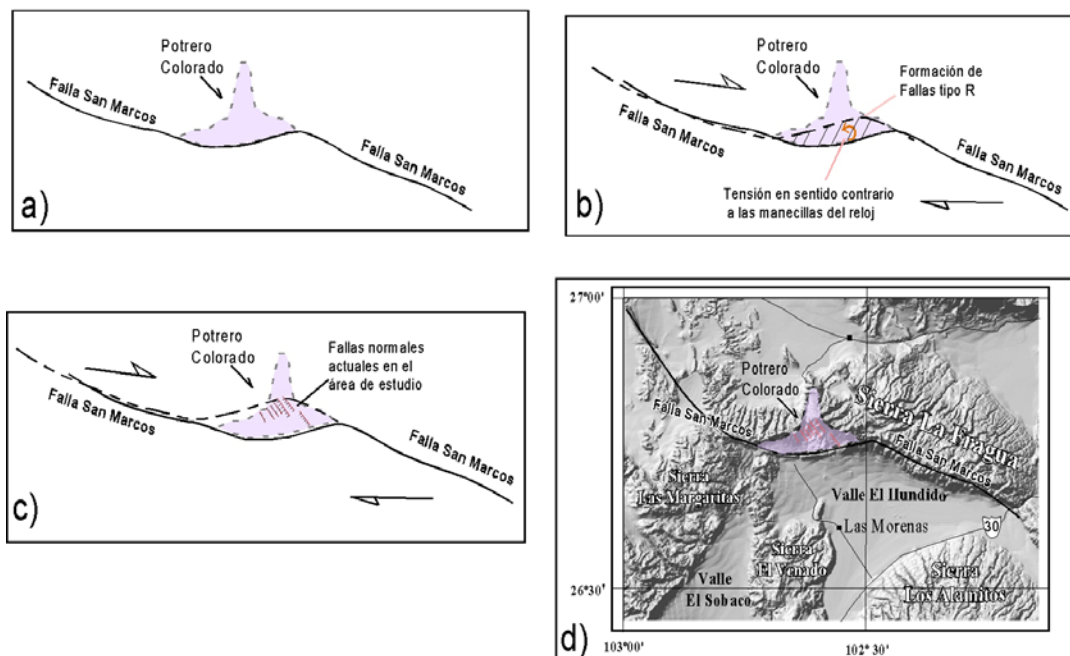


Figura 9.2 Modelo de evolución de la Sierra La Fragua y Potrero Colorado, a) Se dibuja la traza de la FSM y la actual zona de Potrero Colorado, b) empieza el movimiento lateral derecho de la falla formando una cuenca *pull apart* desarrollando fallas en escalón oblicuas a la traza de la FSM, c) continúa el movimiento de la FSM y las fallas oblicuas giran en sentido de las manecillas del reloj, d) Modelo de elevación con la traza de la FSM y la ubicación actual del Potrero Colorado dentro de la Sierra La Fragua y las fallas normales dentro del área.

Este modelo explica la orientación y el tipo de fallas que se encuentran al interior de Potrero Colorado, como fallas oblicuas que hubiesen rotado con el crecimiento de la cuenca *pull apart*. Aunque este modelo puede explicar tanto la geometría de las fallas normales oblicuas a la traza de la FSM, la componente dextral menor en estas y hasta las rotaciones horarias en las capas rojas jurásicas y neocomianas, no es consistente a escala

regional con la distribución de fallas normales presumiblemente jurásicas ortogonales a la traza de la FSM, que controlan cambios importantes entre los espesores de las capas rojas y que definen o separan diferentes estilos de deformación laramídica en la región, por ello se proponen otros dos modelos a continuación.

9.4.2 Modelo de rampa de relevo de falla (I) con direcciones promedio de la Formación San Marcos

En este modelo se propone que la FSM no es una estructura continua a lo largo de toda la traza, sino que más cercanamente debe ser una zona de falla, la cual esta compuesta por diferentes segmentos que acomodaron saltos variables de bloques y que entre segmento y segmento debieron existir relevos de falla entre ellos, que representan las uniones entre estos segmentos de falla (*Walsh et al. 1999; Faulds and Varga, 1998*). Estas fallas de relevo acomodan extensión a través de fallas normales. En este modelo se propone que la zona de Potrero Colorado habría actuado como una de estas rampa de falla y habría absorbido esfuerzos de tipo tensional que debieron generar fallas con arreglo en dominó, *horst* y *grabens* que se localizan en la parte centro-occidental de Potrero Colorado. Aunque, también habrían acomodado algunos esfuerzos compresivos horizontales menores, representados por fallas laterales derechas menores, documentadas en la zona central de Potrero Colorado. Este modelo, además de explicar la ubicación de las fallas dentro del área, también explica el giro en el sentido de las manecillas del reloj que ha sido determinado en el análisis paleomagnético, así como también es congruente con un arreglo de bloques delimitado por fallas ortogonales que controlan cambios laterales abruptos de facies entre Potrero Colorado y valle San Marcos. Por otro lado, también es consistente con la existencia de fallas de basamento que controlaron los estilos de deformación en la zona suroeste de la Cuenca de Sabinas, las cuales se invirtieron durante la fase tardía de la Orogenia Laramide en la zona, generando arreglo ortogonales de ejes de pliegues, presentes en la misma zona de Potrero Colorado (*Chávez-Cabello, 2005*).

El modelo propuesto indica que en esta zona la FSM habría sido de tipo normal en el Jurásico Tardío, y habría generado la rampa en este tiempo, produciendo también las fallas normales oblicuas a la traza de la FSM. Esta actividad habría también generado

una rotación temprana de los bloques dentro de la rampa, en sentido de las manecillas del reloj, siendo esta rotación de aproximadamente 28° ó 17° , dependiendo del tiempo de formación de la misma, Oxfordiano o Tithoniano, como se vio en el capítulo anterior. Posteriormente, durante el primer período de reactivación normal de la FSM durante el Neocomiano, hundiéndose el bloque norte, la zona fue rellenada por depósitos de la Fm. San Marcos, incluyendo lo que sería esta zona de rampa. Una vez que estas rocas se habían depositado, la orogenia Laramide del Paleógeno, y presumiblemente durante su segunda fase que involucró la inversión de las fallas de basamento incluyendo a la FSM, habría generado una rotación adicional de las rocas de la región, con un giro de $\sim 17^\circ$ adicionales, los cuales quedaron registrados en la Fm. San Marcos, y que habrían afectado también a las rocas más antiguas (jurásicas) del área (Fig. 9.3).

La actividad de la orogenia Laramide habría reactivado la FSM en su traza inicial, con un movimiento inverso (*McKee et al.* 1990), la cual no necesariamente habría retomado la rampa, sino que en esta zona podría haber actuado como una zona amplia de falla, y que habría puesto en contacto rocas jurásicas (arenisca y conglomerado basal en Potrero Colorado) con rocas carbonatadas del Cretácico, como se observa en el frente de la Sierra Alargada al sur del Potrero Colorado. El giro de estas rocas por lo tanto, en este modelo, se propone que podría haberse generado en el Paleógeno.

Se considera que si se realiza un promedio estadístico de las direcciones de la Fm San Marcos de manera conjunta, estimando que no fuesen estadísticamente diferentes, y si la dirección de alta temperatura de las rocas jurásicas hubiese sido adquirida en un tiempo post-Neocomiano, este modelo es el que explicaría de una manera más clara las estructuras observadas así como las rotaciones que se identificaron en las diferentes formaciones o unidades de rocas dentro del área de estudio, sin embargo esta información puede ser interpretada de una manera diferente si se considera que las direcciones de la Fm. San Marcos sean estadísticamente diferentes planteando entonces un modelo de evolución diferente para la Sierra La Fragua, como se plantea en el siguiente modelo.

Modelo de evolución “rampa de relevo de falla I”

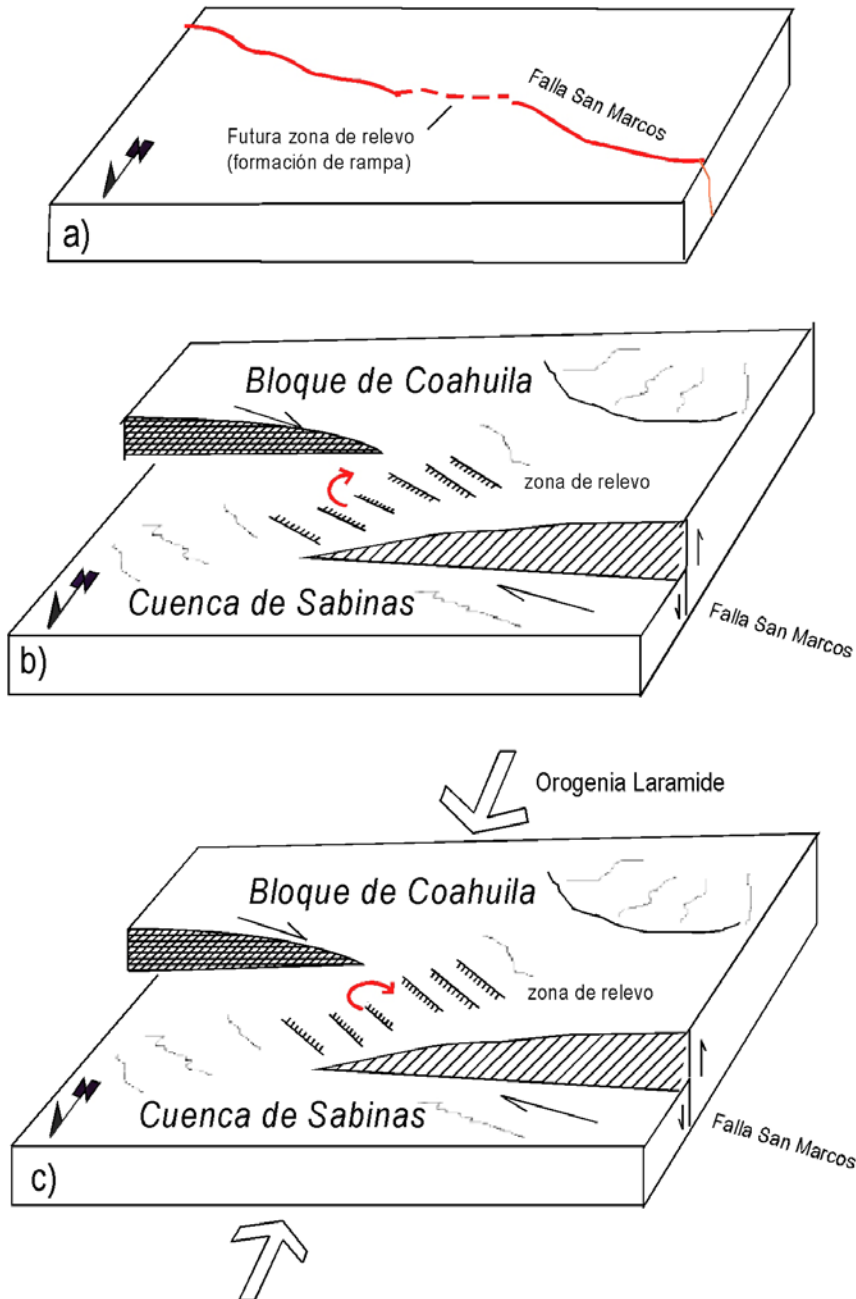


Figura 9.3 Modelo de evolución para el área de Potrero Colorado en el que se plantea que la rotación en sentido de las manecillas del reloj de las rocas tanto jurásicas como cretácicas que lo conforman, es debido a una rampa de relevo en la falla San Marcos. a) traza de la falla antes de generarse el desplazamiento, b) las rocas sufren fracturamiento y fallas tipo R se presentan, y sufren un giro de entre 28° y 17°; c) Al actuar la orogenia Laramide sobre el área sufren una nueva rotación en el Cretácico o Terciario de ~17° adicionales.

9.4.3 Modelo de rampa de relevo de falla (II) con direcciones independientes en la Fm. San Marcos

Como se planteó anteriormente las rocas jurásicas de las capas Colorado tienen dos magnetizaciones, una de baja inclinación y una de alta inclinación. Una prueba de conglomerado positiva indica que la magnetización característica es de edad Jurásica, pero la magnetización *in situ* de alta inclinación da un polo paleomagnético que cae en el segmento Cenozoico de la Curva de Vagabundeo Polar Aparente (CVPA) para América del Norte. EL polo calculado es 64.9N y 195.1E. En contraste, la magnetización de baja inclinación (tanto *in situ* como corregida estructuralmente) da un polo en 72.9N 48.3E., el polo cae fuera de la CVPA para Norte América. En este modelo planteo que la magnetización de baja inclinación es una magnetización jurásica, y la magnetización de alta inclinación es una magnetización secundaria también jurásica. Esta magnetización es considerada en coordenadas *in situ*, y fue probablemente adquirida después o durante la orogenia Laramide. Esta magnetización no se considera más adelante en este modelo, pero sugiere que no habría ocurrido rotación después de la orogenia Laramide.

Tanto la presencia de magnetizaciones de polaridad dual y dispersión dentro de los sitios para la magnetización de baja inclinación sugieren que el muestreo fue suficiente para promediar la variación paleosecular. Con estas consideraciones la media obtenida puede ser utilizada para hacer interpretaciones tectónicas. De esta forma, la dirección media es comparada con la dirección calculada para el polo de referencia para el cratón de América del Norte. El polo de referencia como se menciona en un apartado anterior, se basó en resultados de la Formación Morrison de la plataforma del Colorado (*Steiner and Helsley, 1975b; Bazard and Butler, 1994*) y estratos equivalentes en las planicies del este del cratón en Nuevo México (*Steiner et al., 1995*). Pero debido a la rotación que existe entre la plataforma del Colorado y el cratón de América del Norte (*Steiner, 1988; Bryan and Gordon., 1990; Molina-Garza et al., 1998*) requirió que los polos de la plataforma fueran restaurados al mismo marco de referencia que los del cratón antes que la media de referencia pudiera ser calculada.

Adicionalmente a esto, como se comentó también anteriormente, la Formación Morrison ha producido dos polos, uno para el miembro inferior, (*Salt Wash Member*), y otro para el miembro superior, (*Brushy Basin Member*). Los polos para ambos miembros

son estadísticamente diferentes, ya que ellos registran un movimiento rápido de la placa de América del Norte durante la depositación de esta unidad. La edad del *Miembro Brushy Basin*, basado en los fechamientos de Ar-Ar de capas de ceniza intercaladas da, como se indico anteriormente, una edad entre 148 y 150 Ma., mientras que la edad de la unidad inferior de la Fm. Morrison, basada también en capas de ceniza, es datada en cerca de 155 Ma. (Kowallis et al., 1998). La edad de ambas unidades esta establecida con bastante buena precisión; la mejor estimación de la edad del polo de la unidad Morrison inferior es Oxfordiano tardío, mientras que la edad del polo de la unidad Morrison superior es de Kimmeridgiano a Tithoniano (Kowallis et al., 1998).

Debido a que consideramos que las capas Colorado y las lutitas y areniscas basales son correlacionables con las capas Tanque Cuatro Palmas de edad Tithoniano, se utilizaron los polos del miembro superior de la Fm. Morrison para calcular la dirección de referencia. Se realizó la corrección de los polos de la plataforma del Colorado utilizando los parámetros de Molina-Garza et al. (1998). De esta forma, tres polos de la unidad superior de la Fm. Morrison dan un polo promedio en 63.7° N- 162° E ($\alpha_{95}=2.8^{\circ}$). A partir de este polo se calculó la dirección esperada para el sitio de Potrero Colorado (26.75° N- 102.6° W); la dirección esperada es de $D = 331.7$ e $I = 38.2^{\circ}$.

Similarmente, magnetizaciones con polaridad normal y reversa y una dispersión moderada entre sitios muestreados en la Fm. San Marcos, sugiere que la variación secular esta promediada de una forma adecuada, por lo tanto puede ser interpretada en términos de rotación y/o desplazamiento. Los sitios en el lado este del área muestreada son estratigráficamente más bajos que los que se encuentran en la parte central del anticlinal. Los sitios estratigráficamente más bajos forman un grupo de direcciones ligeramente más al norte (o sur) que los sitios estratigráficamente más altos en la parte central-occidental del área. La diferencia de direcciones en ambas localidades es principalmente en la declinación. Aunque esto podría ser atribuido a complejidad estructural dentro del área, interpreto en este modelo, que la diferencia en declinación es debida a rotación tectónica durante la depositación de estas rocas, como lo explico más adelante. Para la interpretación de los datos paleomagnéticos compare los datos de la Fm. San Marcos con los polos fijos del Cretácico definidos por McElhinny y McFadden (2000). En este caso el

polo de referencia cae en 72.7° N- 197.2° E y la dirección esperada para la localidad de Potrero Colorado con este marco de referencia es de $D = 341.2^\circ$ e $I = 51.8^\circ$.

Implicación Tectónica e Interpretación Estructural del Modelo.

La dirección media de la magnetización de baja inclinación para las capas Colorado y la dirección esperada para el Jurásico Tardío son comparadas en la figura 9.4. De la dirección media observada con corrección estructural $D = 10.2^\circ$ e $I = 28.2^\circ$ en Potrero Colorado calculé una rotación $R = +38.5 \pm 8.3$ y una diferencia de inclinación $F = 10.4^\circ \pm 9.4^\circ$. Este resultado indica que el área de estudio habría rotado en sentido horario con respecto al cratón de América del Norte. Dadas las incertidumbres combinadas en la posición del polo de referencia para el Jurásico Tardío y la edad de las capas Colorado considero que el desplazamiento latitudinal es pequeño y estadísticamente insignificante. Similarmente la media para la Fm. San Marcos comparada con la dirección de referencia (Fig. 9.4) nos da unos valores de rotación y diferencia de inclinación de $R = +30.5^\circ \pm 12.3^\circ$ y $F = 3.1^\circ \pm 13.3^\circ$. En contraste, la Fm. San Marcos da una dirección concordante $R = -7.6 \pm 16.7^\circ$ y $F = 6.2 \pm 16.9^\circ$.

En ambas unidades estudiadas las rotaciones son en sentido horario, pero la cantidad de la rotación es mayor para las rocas Jurásicas. Pareciera de esta manera, en este modelo, que las rocas jurásicas habrían experimentado una rotación de $\sim 8^\circ$ y la Fm. San Marcos una rotación de cerca de 30° .

El fallamiento normal en Potrero Colorado es anterior a la Formación Cupido, como se documentó en el capítulo 7 y está caracterizado por extensión con dirección NE (Fig. 7.12). Como se planteó anteriormente, esta geometría es inconsistente con transtensión en un sistema de fallamiento lateral izquierdo regional.

En este modelo interpreto la geometría de las fallas en Potrero Colorado como una rampa de relevo entre dos segmentos de una falla normal mayor. Dada que la FSM tiene una orientación ESE-WNW, un fallamiento normal oblicuo con dirección NW y una pequeña componente de deslizamiento lateral derecho, esta cinemática es consistente con una geometría que produce una rotación horaria dentro de la región de la rampa de relevo (Fig. 9.5). Esta habría producido la rotación determinada paleomagnéticamente en este estudio para Potrero Colorado y por consiguiente para la sierra La Fragua.

Como soporte a esta interpretación, resultados de estratos estratigráficamente equivalentes se encuentran en el núcleo del anticlinal La Gavia, cerca de 120 Km hacia el este (Nairn, 1976). Este autor reporta una dirección media concordante de $D=330.4^\circ$ e $I=28.9^\circ$ ($n=27$ muestras, $k=22$, $\alpha_{95}=5.9^\circ$) para la unidad a la que se refiere como “capas Huizachal en la Muralla”. La correlación de la sección en La Muralla con la Formación Jurásica Huizachal de la Sierra Madre Oriental (Mixon et al., 1959), considerando su ubicación estratigráfica y temporalidad, no es del todo correcta. Esta unidad considerada por Nairn (1976) como Huizachal se encuentra en la misma posición estratigráfica de los estratos asignados a las capas Colorado, siendo aparentemente más equivalentes a la Fm. La Casita (Jurásico Superior). Los datos paleomagnéticos para las rocas en La Muralla no indican rotaciones significativas. Teniendo en cuenta esta observación, además de la configuración geométrica de las fallas regionales ortogonales a la FSM en la sierra La Fragua que estarían limitando bloques independientes, considero que las rotaciones observadas en Potrero Colorado son de origen local.

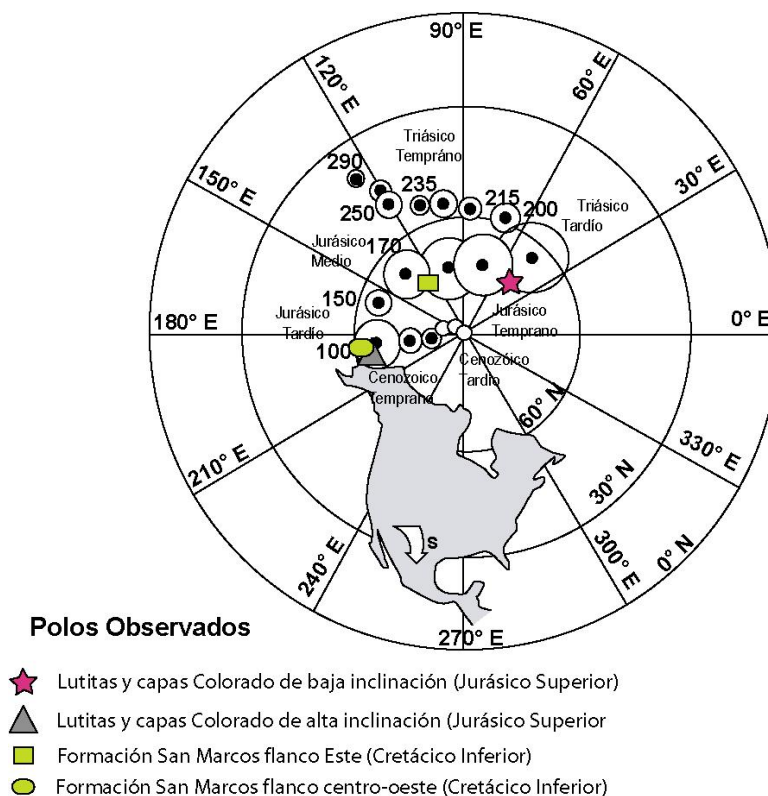


Figura 9.4 Proyección ortogonal de la Tierra con la ubicación del Cratón de América del Norte y la CVPA con respecto a este cratón a través del tiempo. Se muestran los polos utilizados en el modelo de relevo de falla II descrito en el texto.

Modelo de rampa de relevo II

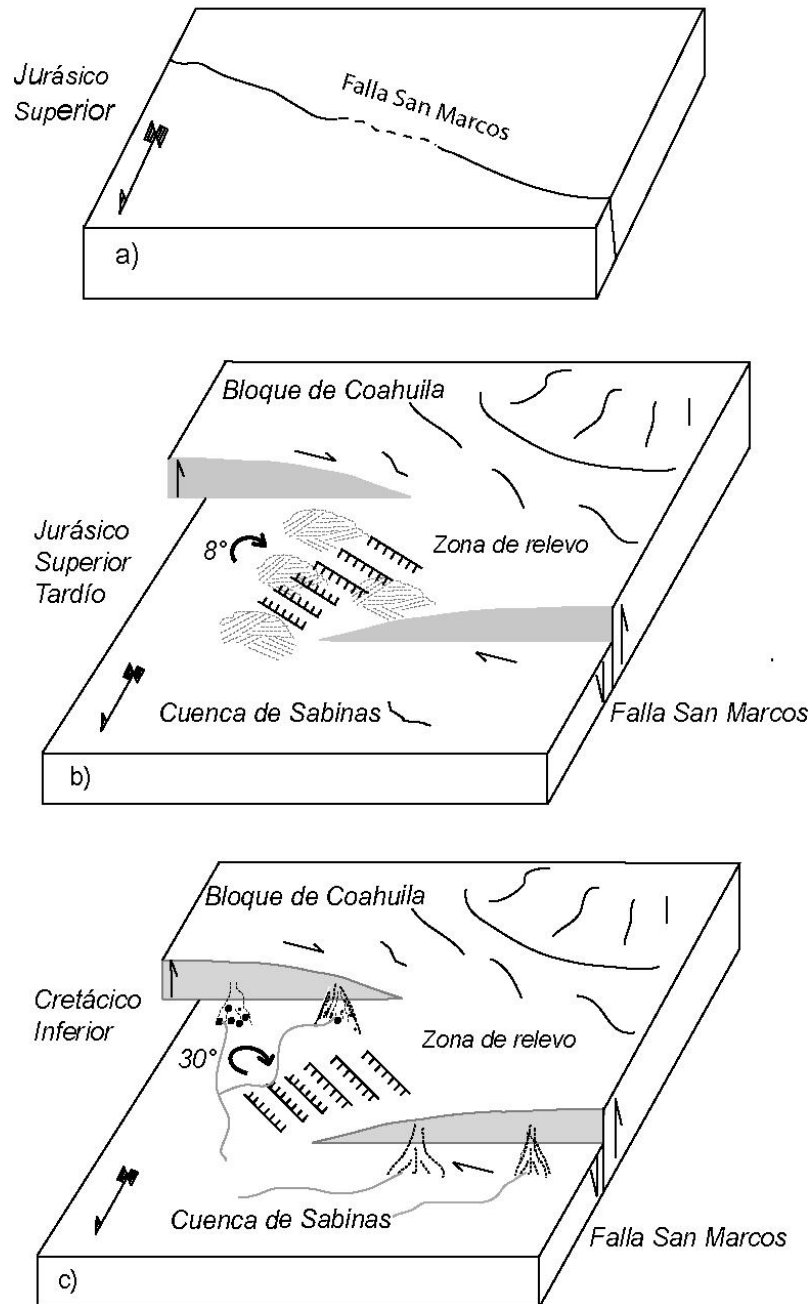


Figura 9.5 Modelo de evolución con rotación en sentido horario de las rocas jurásicas y cretácicas, basado en es debido a una rampa de relevo en la falla San Marcos. Se consideran de manera independiente las direcciones de la Fm. San Marcos a) traza de la falla antes de generarse el desplazamiento, b) las rocas sufren fracturamiento y fallas tipo R en el Jurásico Superior Tardío y sufren un giro de $\sim 8^\circ$; c) Durante el depósito de la Fm. San Marcos en el Cretácico Inferior y debido al movimiento de la FSM, estas rocas registran el movimiento del/los bloques formados dentro de la zona de relevo de falla con un giro de $\sim 30^\circ$.

CAPITULO X

CONCLUSIONES

10.1 Conclusiones

En este trabajo se estudió un segmento de la Falla San Marcos (FSM) en el centro de Coahuila, se realizó cartografía geológica para corroborar la columna estratigráfica local e identificar en campo las diferentes unidades litológicas presentes. Se realizó un levantamiento estructural que permitió caracterizar la deformación en Potrero Colorado, así como un estudio paleomagnético de las rocas jurásicas y neocomianas (Fm. San Marcos), para identificar rotaciones en diferentes tiempos.

Las unidades geológicas están compuestas de manera general por: areniscas eólicas jurásicas (Capas Tanque Cuatro Palmas y Capas Colorado, conglomerado y arenisca del Neocomiano (Fm. San Marcos) y caliza arrecifal del Neocomiano (Fm. Aurora y Cupido, y/o sus equivalentes de cuenca Tamaulipas inferior y Tamaulipas Superior), así como rellenos aluviales del Cenozoico.

Con respecto al trabajo estructural se identificaron fallas normales con orientación NW-SE, con desplazamientos que van de centímetros hasta varios metros, y longitudes de unos cuantos centímetros hasta kilómetros, conformando arreglos en dominó así como *grabens* y *horst*, los cuales están restringidos básicamente a las rocas jurásicas y Neocomianas, ya que muchas de estas fallas no cortan a las rocas cretácicas marinas del Cretácico superior. El comportamiento de estas fallas permite proponer que la falla habría tenido una actividad básicamente normal en un tiempo Jurásico y Neocomiano.

La investigación paleomagnética permitió definir que las rocas del área habrían tenido una rotación en sentido de las manecillas del reloj, la cual se acumuló con movimientos en diferentes tiempos. Para el Jurásico Superior tardío las rocas habrían girado horariamente 8°. Para el Cretácico se identificó una rotación de 30° en igual sentido, la cual se identificó en la Fm. San Marcos; esto habría sucedido en el Neocomiano (edad de la Fm. San Marcos). No se encontraron anomalías de inclinación importantes en ninguna de las unidades estudiadas, lo que indica que no habría habido movimientos latitudinales importantes.

Se presentan tres modelos que podrían explicar el arreglo de las fallas y la dirección oblicua de las mismas con respecto a la FSM, el modelo de un *releasing bend* dextral, que explica la geometría de las fallas al interior del área y podría explicar las rotaciones en sentido horario, parece no ser congruente a escala regional, debido a la existencia de fallas con saltos importantes que presentan direcciones ortogonales a la FSM, las cuales controlan la distribución de cuencas locales, diferentes tipos de facies, espesores de unidades y la generación de pliegues con arreglos ortogonales durante la orogenia Laramide, indicarían que el arreglo de fallas en el basamento no es congruente o típico de un sistema lateral.

Sin embargo, se considera que un modelo más congruente que explique las fallas normales jurásicas de Potrero Colorado sería el de rampas de relevo dentro de un sistema extensional como mecanismo mayor para generar las fallas y que permite explicar la geometría de estas con respecto a la FSM. De este modelo se presentan dos alternativas, siendo la segunda la que se considera la más factible, ya que explica adecuadamente la rotación horaria de las rocas en tiempos diferentes, primero durante la instauración de la FSM en el Jurásico, con una rotación de 8° , y luego durante su primer reactivación en el Neocomiano, que generó el depósito la Fm. San Marcos la cual habría registrado una rotación de 30° en sentido horario. La dirección de extensión que se obtuvo en las fallas de la rampa permite proponer una extensión con cizalla derecha menor para la FSM, por lo que se propone entonces que la FSM habría tenido un movimiento normal mayor con una componente de cizalla derecha menor en el Jurásico y en el mismo Neocomiano.

Se propone en el modelo más factible que la orogenia Laramide no habría tenido un efecto en cuanto a rotación se refiere, pero sí habría reactivado la falla en un sentido inverso en el Paleógeno, generando un pliegue de sabana (*drape fold type*) al invertirse la FSM y poner en contacto a rocas jurásicas con rocas cretácicas en el sur del Potrero Colorado, en el borde norte de la Sierra Alargada.

BIBLIOGRAFÍA

- Alfonso, Z. J., (1978): Geología regional del sistema sedimentario Cupido: Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros Boletín, v. 30, n. 1, 2, p. 1-55.
- Anderson, E.M., (1951): The dynamics of faulting, 2nd edition: Edinburgh, Oliver and Boyd.
- Anderson, T. H. and Silver, L. T., (1979): The role of the Mojave-Sonora Megasequence in the tectonic evolution of northern Mexico, in Anderson, T.H., and Roldán-Quintana, J., eds., Geology of northern Sonora: Hermosillo, Universidad nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, p. 59-68.
- Anderson, T. H. Schmidt, V. A., (1983): The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea region during Mesozoic time, Geological Society of American Bulletin, v. 94, p. 941-966.
- Angelier, J., (1979): Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population, *Tectonophysics*, 56, T17-T26, 1979
- Angelier, J., (1990): Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress. III. A new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophysical Journal International*, v. 103, p. 363-376.
- Angelier, J., (1994): Fault slip analysis and paleostress reconstruction. In Hancock, P.L. (Ed.), *Continental Deformation*. Pergamon Press, Oxford, p. 53-100.
- Aranda-Gómez, J. J., Luhr, J. F., Housh, T. B., Connor, C. B., Becker, T., y Henry, C. D., (2003): Synextensional Plio-Pleistocene eruptive activity in the Camargo volcanic field, Chihuahua, México: Revised manuscript submitted to GSA Bull, Apr. 26.
- Aranda-Gómez, J.J., Housh, T.B., Luhr, J.F., Henry, C.D., Becker, T., and Chávez-Cabello, G., (2005a): Reactivation of the San Marcos fault during mid- to late- Tertiary extension, Chihuahua, México. Geological Society of America Special Paper.
- Arellano, G.J.; de la Llave, R.R., Carreón, M., M. A.; Villareal M. J.C., Morale B. W.V, (2002); Ejercicios de Geología Estructural, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México. 166p.
- Arvizu-Gutiérrez, I.R., (2003): Estudio paleomagnético de los granitoides permo-triásicos y de las Capas Las Palomas (Jurásico Tardío), Valle San Marcos, Coahuila, México. Facultad de Ciencias de la Tierra / UANL [Tesis de Licenciatura], 116 p.
- Banerjee, S.K., (1991): Magnetic properties of Fe-Ti oxides. In: Lindsley, D.H., (Ed): Oxide minerals: petrologic and magnetic significance. *Reviews in mineralogy*, volume 25, Mineralogical Society of America, 107-127.
- Barboza-Gudiño, J.R., Tristan-Gonzalez, M., and Torres-Hernandez, J.R., (1998), The Late Triassic-Early Jurassic active continental margin of western North America in northeastern Mexico: *Geofísica Internacional*, v. 37, p. 283-292.
- Barbosa-Gudiño, J. R., Tristán-González, M., and Torres-Hernández, J. R., (1999): Tectonic setting of pre-Oxfordian units from Central and northeastern México: A review, in Bartolini, C., Wilson, J. L., and Lawton, T. F., eds., *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central México*: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special paper 340.
- Barton, C.E., (1989): Geomagnetic secular variation: Directions and intensity. In: James, D.E. (Ed): *Encyclopedia of Solid Earth Geophysics*. Van Nostrand-Reinhold, New York.
- Bazard, D.R.; Butler, R. F., (1994): Paleomagnetism of the Brushy Basin Member of the Morrison Formation; implications for Jurassic apparent polar wander, *Journal of Geophysical Research*, 99, 6695-6710.
- Beck, M.E., Jr. Discordant paleomagnetic pole positions as evidence of regional shear in the western Cordillera of North America, *American Journal of Science*, v.276, p.694-712, 1976.
- Bott, M. H. P., (1959): The mechanics of oblique slip faulting, *Geol. Mag.*, 96, 109-117
- Braken, B., (1984): Environments and deposition and early diagenesis, La Joya Formation, Huizachal Group red beds, northeastern Mexico, in Ventress, W.P.S., Bebout, D.G. Perkins, B.F. and Moores, C.H., eds., *The Jurassic of the Gulf rim: Gulf Coast Section*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Third Annual Research Conference, Proceedings, p.19-26.
- Buffler, R., Shaub, J. Huerta, R., Ibrahim, A. and Watkins, D., (1981): A model for the early evolution of the Gulf of Mexico Basin, *Oceanol. Acta*, C3, pp. 129-136
- Bullard, E. C. , Freedman, C., Gellman, H. and Nixon, J., (1950): The westward drift of the Earth's magnetic field. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, A243, 295-307.
- Bullard, E. C., Everett, J. E., and Smith, A. G., (1965): The fit of the continents around the Atlantic; A symposium on continental drift: *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, series A, v. 258, p. 41-51.
- Butler, R.F., (1992): *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes*. Blackwell Scientific Publications.

- Butler, R.F., (1998): Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes. Electronic Edition, University of Arizona, Department of Geosciences, Tucson, AZ, USA. P. 238.
- Cameron, K. L., Robinson, J. V., Niemeyer, S., Nimz, G. J., Kuentz, D. C., Harmon, R. S., Bohlen, S. R., and Collerson, K. D., (1992): Contrasting Styles of Pre-Cenozoic and Mid-Tertiary Crustal Evolution in Northern México: Evidence From Deep Crustal Xenoliths From La Olivina. *Journal of Geophysical Research*, v. 97, n. B12, p. 17,353 – 17,376.
- Campa, M. F., and Coney, P. J., (1983): Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distribution in Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20, p. 1040-1051.
- Campa-Uranga, M.F., (1985): The Mexican Thrust Belt. Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region. Howell, D. G., ed., Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, Texas. Earth Sciences Series, no. 1, p. 299-313.
- Cande, S.C., and Kent, D.V., (1992): A new geomagnetic polarity timescale for the late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, 97(B10), 13917-13951.
- 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*, 100(B4),6093-6095.
- Cervantes-Corona, J.A., (2005): Cartografía y análisis estructural de la sierra Aguachile y su relación con reactivaciones cenozoicas de la Falla San Marcos, Chihuahua, México, Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, [Tesis de licenciatura], 110p.
- Charleston, S., (1974): Stratigraphy, tectonics and hydrocarbon potential of the Lower Cretaceous, Coahuila series, Coahuila, Mexico: University of Michigan, Ph. D. dissertation, 268 p.
- Charleston, S., (1981): A summary of the structural geology and tectonics of the State of Coahuila, Mexico, in Schmidt, C. I., y Katz, S. B., Eds., Lower cretaceous stratigraphy and structure, northern Mexico: West Texas Geological Society Field Trip Guidebook, Publication, 81-74, p. 28-36.
- Chávez-Cabello, G., Aranda-Gómez, J. J., Molina-Garza, R. S., Cossío-Torres, T., Arvizu-Gutierrez, I.R. y González-Naranjo G. A., (2005): La Falla San Marcos: Una estructura Jurásica de basamento multireactivada del noreste de México.en: Alaniz-Álvarez, S.A., Las Grandes Fronteras Tectónicas de México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana.
- Chávez-Cabello, G., (2005): Deformación y Magmatismo Cenozoicos en el sur de la cuenca de Sabinas, Coahuila, México. Facultad de Ciencias de la Tierra / UANL. [Tesis de Doctorado], 266p.
- Clark, K.F., Damon, P.E., Schutter, S.R., y Shafiqullah, M., (1979): Magmatismo en el Norte de México en relación a los yacimientos metalíferos: Asociación de Ingenieros Mineros Metalurgistas y Geólogos de México: Tec. XIII, p. 8-57.
- Clark, K.F., Foster, C.T. and Damon, P.E., (1982): Cenozoic mineral deposits and subduction related magmatic arcs in Mexico. *Geol. Soc. Amer. Bull.* vol. 93, p. 533-544.
- Coney, P. J., (1978): Mesozoic-Cenozoic Cordilleran plate tectonics, *In*: Schmidt, R. B. y Eaton, G. P., eds., Cenozoic tectonics and regional geophysics of the western Cordillera. Geological Society of America Memoir 152, p. 33-50.
- Coney, P.J., (1980): Cordilleran metamorphic core complexes: An overview, in Crittenden, M.D., Coney, P.J., and Davis, G.A., eds., Cordilleran metamorphic core complexes: Boulder, Colorado, Geological Society of America Memoir 153, p. 7-31.
- Coney, P. J., (1983): Un modelo tectónico de México y sus relaciones con América del Norte, América del Sur y el Caribe. *Revista del IMP*, p. 6-15.
- Cox, A., Doell, R.R. and Dalrymple, G.B., (1965): Quaternary paleomagnetic stratigraphy. In: Wright, H.E. and Frey, D.G., (Eds): *The Quaternary of the United States: a review volumen for the VII Congress of the International Association for Quaternary Research*, 817-830.
- De Cserna, Z., (1956): Tectónica de la Sierra Madre Oriental de México entre Torreón y Monterrey: Publicaciones del XX Congreso Geológico Internacional, Monografía, 60 p.
- Damon, P.E., Shafiqullah, M., and Clark, K.F., (1981): Age trends of igneous activity in relation to metallogenesis in the southern Cordillera, in Dickinson, W.R., and Payne, W.D., eds., Relations of tectonics to ore deposits in the Southern Cordillera: *Arizona Geological Society Digest*, v. 14, p. 137–154.
- Dickinson, W.R., y Coney, P.J. (1980): Plate tectonic constraints on the origin of the Gulf of México and the early opening of the central north Atlantic: Baton Rouge, Louisiana State University, p. 27-36.
- Dickinson, W.R. and Snyder, W.R., (1978): Plate tectonics of the Laramide orogeny, In: Matthews, V. III ed., Laramide folding associated with basement block faulting in the western United States. *GSA Memoir*, 151, p. 355-366.

- Dickinson, W. R. and Lawton, T. F., (2001): Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico: GSA Bulletin, v. 113, no. 9, p. 1142-1160.
- Dunlop, D.J. and Özdemir, Ö., (1997): Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers, Cambridge University Press, 573pp.
- Eguiluz, De A., S., (1984): Tectónica cenozoica del norte de México: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, V. 34, p. 41-62.
- Eguiluz, De A., S., (2001): Geologic Evolution and Gas Resources of the Sabinas Basin in Northeastern México, in C. Bartolini, R. T. Buffler, and A. Cantú-Chapa, eds., The western Gulf of México Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems: AAPG Memoir 75, p. 241-270.
- Eguiluz De A., S., Aranda, G.M., y Marrett, R., (2000): Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. LIII, p. 1-26.
- English, J. M. and Johnston, S. T., (2004) The Laramide Orogeny: Whath Were the Driving Forces?, International Geology Review, v. 46, p. 833-838.
- Everitt, M.E. and Clegg, J.A., (1962): A field test of paleomagnetic stability: Geophys. J.R. Astron. Soc., v. 6, p. 312-319.
- Faulds, J.E., Varga, R.J., (1998): The role of accommodation zones and transfer zones in the regional segmentation of extended terranes *in* Faulds, J.E., and Stewart, J.H. The Regional Segmentation of the Basin and Range Province; Boulder, Colorado, Geological Society of North America Special Paper 323 p. 1-46.
- Ferrari L., (2004): Slab detachment control on volcanic pulse and mantle heterogeneity in Central Mexico. *Geology*, v. 32, p. 77-80.
- Fitz, E., Chávez-Cabello, G., Tolson, G., González-Naranjo, G.A., Bolaños D. (2005): Estudio Geológico del área comprendida entre los valles El Hundido y Cuatro Ciénegas, centro de Coahuila, Universidad Nacional Autónoma de México, reporte inédito.
- Fisher, R.A., (1953): Dispersion on a sphere, Proc. R. Soc., London, A 217, p. 295-305.
- Flawn, P. T., and Díaz, G. T., (1959): Problems of Paleozoic tectonics in north-central and northeastern México. American Association of Petroleum Geologist Bulletin, v. 43, p. 224-229.
- Foster, J., and Symons D.T.A., (1979): Defining a paleomagnetic polarity pattern in the Montereian intrusives, Canadian Journal of Earth Science., 16, p. 1716-1725.
- Fraser-Smith, A.C., (1987): Centred and eccentric geomagnetic dipoles and their poles, 1600-1985. Reviews of Geophysics, 25, 1-16.
- Goldhammer, R.K., (1999): Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast of Mexico, *in* Bartolini, C., Wilson, J.L., and Lawton, T.F., eds., Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico: Boulder, Colorado, Geological Society of North America Special Paper 340. p. 1-58.
- Goldhammer, R.K., Dunn, P.A. and Lehmann, P. J., (1993): The origin of high-frequency platform carbonate cycles and third-order sequences (Lower Ordovician El Paso Group, west Texas): Constraints from outcrop data, inverse and forward stratigraphic modeling: Journal of Sedimentary Petrology, v. 63, p. 318-359.
- González-García, R., (1976): Bosquejo Geológico de la Zona Noreste: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 28, p. 1-50.
- González-León, C., Taylor, D.G., Stanley, G.D., Jr., (1996): The Antimonio Formation in Sonora, Mexico and the Triassic-Jurassic boundary: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 33, p. 418-428.
- González-León, C., (1997): Sequence stratigraphy and paleogeographic setting of the Antimonio Formation (Late Permian-Early Jurassic), Sonora, Mexico: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 14, No. 2, p. 136-148.
- Gordon, R.G., A. Cox, and S. O'Hare, (1984): Paleomagnetic Euler poles and the apparent polar wander and absolute motion of North America since the Carboniferous, Tectonics, 3 , p499-537.
- Graham, J.W., (1949): The stability and significance of magnetism in sedimentary rocks: Journal Geophys, Research, v.54, p.131-167.
- Grajales-Nishimura, J. M., Terrell, D. J., y Damon, P. E., (1992) : Evidencias de la prolongación del arco magmático cordillerano del Triásico Tardío-Jurásico en Chihuahua, Durango y Coahuila: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 42, p. 1-18.
- Grommé, S., Wright, T.L., and Peck, D.L., (1969): Magnetic properties and oxidation of iron-titanium oxide minerals in Alae and Makaopuhi lava lakes, Hawaii. Journal of Geophysical Research, 74, 5277-5293.
- Hagstrum, J.T., (1993): North America APW: the current dilemma. ESO 74, 65±69.
- Hagstrum, J.T. and Johnson, C.M., (1986): A paleomagnetic and stable isotope study of the pluton at Rio Hondo near Questa, New Mexico: implications for CRM related to hydrothermal alteration. Earth and Planetary Science Letters, 78, 269-314.

- Handschy, J.W. Keller, G.R., and Smith, K.J., (1987): The Ouachita system in northern Mexico: *Tectonics*, v. 6, p. 323-330.
- Henry, C. D., Price, J. G. and James, E. W., (1991): Mid-Cenozoic Stress Evolution and Magmatism in the Southern Cordillera, Texas and Mexico: Transition from Continental Arc to Intraplate Extension. *Journal of Geophysical Research*, v. 96. p. 13,545-13,560.
- Housh, T.B., and McDowell, F. W., (2005): Isotope provinces in Laramide and mid-Tertiary igneous rocks of northwestern Mexico (Chihuahua and Sonora) and their relation to basement configuration in Anderson, Thomas H., Nourse, Jonathan A., McKee, James W., Steiner, Maureen B., eds., *The Mojave-Sonora Megashield development, assessment and alternatives: Boulder, Geological Society of America, Special Paper*, (393), 671-692.
- Humphrey, W.E., (1949): Geology of the Sierra de los Muertos-Area, Mexico (with descriptions of Aptian Cephalopods- from the La Peña Formation). *Geol. Soc. Am. Bull.* 60 : 80 – 176.
- Humphrey, W.E., (1956): Tectonic framework of Northern Mexico: in *Gulf Coast assoc. Geol. Soc. Trans.*, v. 6, p. 25-35.
- Humphrey, W.E., and Díaz, T., (1956): Correlation of the Mesozoic strata of northeast Mexico.- *GCAGS, Trans.*, v. 6, p. 32-34.
- Imlay, R.W., (1936): Evolution of the Coahuila Peninsula, México; pte.4, Geology of the western part of the Sierra de Parras: *Geol. Soc. America Bulletin*, v.47, p. 1091-1152
- Imlay, R. W., (1937): Geology of the western part of the Sierra de Parras. Coahuila, México; *Geol. Soc. Bull.* V. 48, p. 587-630.
- Imlay, R.W., (1940): Lower Cretaceous and Jurassic Formations of Southern Arkansas and Their Oil and Gas Possibilities. *Arkansas Geological Survey, Information Circular* 12.
- INEGI -Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática- (2006): www.inegi.gob.mx ; Información Geográfica / Fisiografía; Sitio Web.
- Iriondo, A., (2001): Proterozoic basements and their Laramide juxtaposition in NW Sonora, Mexico. (Ph.D. thesis): Colorado, University of Colorado, 222 p.
- Iriondo A., Atkinson Jr. W.W., Siems, D.F., Guarás-González B., Premo, W.R., Martínez-Torres, L.M., Budahn, J.R., (2004): Isotopic, geochemical, and temporal characterization of Proterozoic basement rocks in the Quitovac region, northwestern Sonora, Mexico: Implications for the reconstruction of the southwestern margin of Laurentia., *Bulletin of the Geological Society of America* 116, no.1-2 p. 154-170
- Iriondo, A., Martínez-Torres, L.M., Kunk, M.J., Atkinson, W.W., Jr., Premo, W.R., McIntosh W.C. (2005): Northward Laramide thrusting in the Quitovac region, NW Sonora, Mexico: Implications for the juxtaposition of Paleoproterozoic basement blocks and the Mojave-Sonora megashield, in Anderson, Thomas H., Nourse, Jonathan A., McKee, James W., Steiner, Maureen B., eds., *The Mojave-Sonora Megashield development, assessment and alternatives: Boulder, Geological Society of America, Special Paper*, (393), 631-669.
- Irving, E., (1964): Paleomagnetism and its Applications to Geological and Geophysical Problems, John Wiley and Sons, New York, 399 pp., 1964.
- Jacobs, J.A., (1994): Reversals of the Earth's Magnetic Field. Cambridge University Press, Cambridge, 346pp.
- James, E.W. and Henry, Ch.D., (1991): Compositional changes in Trans-Pecos Texas magmatism coincident with Cenozoic stress realignment. *Journal Geophysical Research*, vol. 96, p. 13561-13575.
- James, E. W., and Henry, C. D., (1993): Southeastern extend of the North American craton in Texas and northern Chihuahua as revealed by lead isotopes: *Geological Society of America Bulletin*, v. 105, p. 116-126.
- Jones, N.W., Dula, Fred, Long, L.E., and McKee, J.W., (1982): An exposure of a fundamental fault in Permian basement granitoids, VSM, Coahuila, México: *Geological Society of America Abstract With Programs*, v. 14, p. 523-524.
- Jones, N.W., McKee, J.W., Marquez, D.B., Tovar, J., Long, L.E., and Laudon, T.S., (1984): The Mesozoic La Mula Island, Coahuila, México: *GSA Bulletin*, v. 95, p. 1226-1241.
- Jones, N. W., J. W. McKee, T. H. Anderson and L. T. Silver, (1990): Nazas Formation: A remnant of the Jurassic arc of western North America in north-central Mexico. *Geol. Soc. Am. Abstr. with Progr.*, 22, 7, A327.
- Jones, N.W., Lopez, R., and Cameron, K.L., (1995): Linda Vista pluton and latest Permian-Late Triassic orogeny, Las Delicias area, Coahuila, México, *Geological Society of America Abstract With Programs*, v. 27, no. 6, p. 388.
- Jordan, P. J.P., (1999): Paleomagnetism of late Cenozoic volcanics from east-central México – implications for regional tectonic evolution; University John Moores, Liverpool, [Ph D thesis], 268p
- Keppie, D., (2004): Terranes of Mexico Revisited: A 1.3 Billion Year Odyssey, *Internacional Geology Review*, Vol. 46, p. 765-794.

- Kirschvink, J.L., (1980): The least squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 62, 699-718.
- Klitgord, K.D. and Schouten, H., (1986): Plate kinematics of the central Atlantic, in Vogt, P.R.B.E., eds., *The Western North Atlantic Region*, GSA DNAG vol. M, pp. 351-378.
- Kowallis B., J.; Christiansen E., H.; Deino A.L.; Peterson F.; Turner, CH.E; Kunk M.J.; Obradovich J.D., (1998): The Age of the Morrison Formation; *Modern Geology* V22, pp 235-260.
- Lapointe, P.L., (1979): Paleomagnetism of the Notre Dame Bay lamprophyre dikes, Newfoundland, and the opening of the North Atlantic Ocean, *Canadian Journal of Earth Science.*, 16, p. 1823-1831.
- Laudon, R. C., (1984): Evaporite diapirs in the La Popa basin, Nuevo Leon Mexico: *GSA Bulletin*, v. 95, p. 1219-1225.
- Lawton T.F. and Giles K.A., (1999): Attributes and evolution of an exhumed salt weld, La Popa basin, northeastern Mexico. *Geology*; Vol 27, No. 4, pp. 323-326.
- Lehmann, C., Osleger, D.A., Montañez, I.P., Sliter, W., Arnaud-Vanneau, A., and Banner, J., (1999): Evolution of Cupido and Coahuila carbonate platforms, Early cretaceous, northeastern Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 111, no. 7, p. 1010-1029.
- Lindsley, D.H., (1976): the crystal chemistry and structure of oxide minerals as exemplified by the Fe-Ti oxides. In: Rumble, III, D., (Ed): *Oxide Minerals*. Mineralogical Society of America short course notes, L1-L60.
- López-Ramos, E., (1981): Paleogeografía y tectónica del Mesozoico en México: *Universidad Nacional Autónoma de México. Revista del Instituto de Geología*, v.5, p. 158-177.
- May, S.R., Butler, R.F., (1986): North America Jurassic Apparent Polar Wander: Implications for Plate Motion Paleogeography and Cordilleran Tectonics: *Journal of Geophysical Research*, v. 91, no. B11.p. 11, 519-11,544.
- Mankinen, E.A., and Dalrymple, G.B., (1979): Revised geomagnetic polarity timescale for the interval 0-5 M.y.B.P. *Journal of Geophysical Research*, 84, 615-625.
- Marrett, R., (1995): Structure, kinematics, and development of the Sierra Madre Oriental salient, México: *Geological Society of America. Abstract with Programs*, v.27, no.6,p.A73.
- Mayhew, M.A., (1986): Aproximate paleomagnetic poles for some of the New England seamounts, *Earth and Planetary Science Letters*, 79, p. 185-194.
- Merrill, R.T., McElhinny, M.W., (1983): *The Earth's Magnetic Field: Its History, Origin and Planetary Perspective*. Academic Press, London and New York, 401 pp.
- Merrill, R.T., McElhinny, M.W., and McFadden,P.L., (1998): *The Magnetic Field of the Earth: Paleomagnetism, the Core, and the Deep Mantle*. Academic Press, San Diego and London, 531 pp.
- McBride, E. F., Weidie, A. E. Jr., y Wolleben, J. A., and Laudon, R. C., (1974): Stratigraphy and structure of the Parras and La Popa basins, northeastern Mexico: *Geol. Soc. America Bulletin*, v. 85, p. 1603-1622.
- McDonald, K.L., and Gunst, R.H., (1968): Recent trends in the earth's magnetic field; *Journal of Geophysical Research*, 73, 2057-2067.
- McEnroe S.A. (1996): A Barremian-Aptian (Early Cretaceous) Nort American paleomagnetic reference pole; *Journal of Geophysical Research* v 101, No. 7, 15,819-15,835.
- Means, W.D., (1976): *Stress and Strain Basic Concepts of Continuum Mechanics for Geologists*, Springer-Verlag New York Inc.339pp.
- McElhinny, Michael William, McFadden, Phillip L. (2000): *Paleomagnetism: continents and oceans*: San Diego, Academic Press, xii, 386 p.
- McFadden, P.L., and McElhinny, M.W., (1990): Clasification of the reversal test in paleomagnetismo. *Geophysical Journal International*, 103, 725-729.
- McKee, J. W., and Jones, N. W., (1979): A large Mesozoic Fault in Coahuila, Mexico. *Geological Society of America, Abstracts With Programs*, v. 11, p. 476.
- McKee, J. W., Jones, N. W. and Long, L. E., (1984): History of recurrent activity along a major fault in northeastern Mexico: *Geology*, v. 12, p. 103-107.
- McKee, J. W., Jones, N. W., and Anderson, T. H., (1988): Las Delicias basin: A record of late Paleozoic arc volcanism in northeastern Mexico. *Geology*, v. 16, p. 37-40.
- McKee, J. W., Jones, N. W. and Long, L. E., (1990): Stratigraphy and provenance of strata along the San Marcos fault, central Coahuila, Mexico, *GSA Bulletin*, v. 102, p. 593-614.
- Michalzik, D. and Schumann, D., (1994): Lithofacies relationships and paleoecology of a Late Jurassic-Early Cretaceous fan delta to shelf deposition system in the Sierra Madre Oriental of northeast Mexico: *Sedimentology*, v.41,p.463-477.
- Merrill, R.T., (1997): A magnetic reversal record. *Nature*, 389, 678-679.

- Michalzik, D., (1988): Trias bis tiefste Unter-Kreide der nordöstlichen Sierra Madre Oriental, Mexiko, -fazielle Entwicklung eines passiven Kontinentalrandes Ph.D. Dissertation, TH Darmstadt, Germany, 247 p.
- Mixon, R.B., Murray, G.E. and diaz, T.J., (1959): Age and correlation of the Huizachal Group (Mesozoic), State of Tamaulipas, México: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v.43, p.757-771.
- Molina-Garza, R.S., (1992): Paleomagnetism of the Chiapas massif, southern Mexico: evidence for rotation of the maya block and implications for the opening of the Gulf of Mexico.
- Molina Garza, R. S. ; Acton, G. D.; Geissman, J.W., (1998): Carboniferous through Jurassic paleomagnetic data and their bearing on rotation of the Colorado Plateau, Journal of Geophysical Research, 103, 24,179-24,188.
- Molina-Garza, R. S., (2005): Paleomagnetism and geochronology of the Late Triassic Acatita Intrusives, Coahuila, México, Geofísica Internacional, 44, 197-210.
- Molina-Garza, R.S., and Geissman, J.W., (1996): Timing of deformation and accretion of the Antimonio terrane, Sonora, from paleomagnetic data," Geology, v. 24, p. 1131-1134.
- Molina-Garza, R.S., and Geissman, J.W., (1999): Paleomagnetic data from the Caborca terrane, Mexico: Implications for Cordillera tectonics and the Mojave-Sonora megashear, Tectonics, 18, p. 293-325.
- Molina-Garza, R.S., Arvizu-Gutiérrez, I.R. y Chávez-Cabello, G., (2003): Paleomagnetismo de la Fm. Palomas (Jurásico) y granitoides permo-triásicos, sur de Coahuila: Implicaciones Tectónicas. GEOS, Vol. 23, No. 2, p. 112.
- Montemayor-Sánchez, I., (2003): Análisis de la deformación en el Valle de San Marcos, Coahuila, México. [Tesis de licenciatura] Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra, 98 p.
- Montemayor-Sánchez, I., Chávez-Cabello, G., Cossío-Torres, T., Aranda-Gómez, J.J. y Jenchen, U., (2002): Cartografía y análisis estructural del Valle de San Marcos, Coahuila, México. III Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Libro de Resúmenes. GEOS, vol. 22, no. 2, p. 177.
- Monger, J. and Price, R. (2002): The Canadian Cordillera: Geology and Tectonic Evolution. Canadian Society of Geophysicists Recorder. (27)2: 17-36
- Monger, J.W.H., Price, R.A., and Tempelman-Kluit, D.J., (1982): Tectonic accretion and the origin of the two major metamorphic and plutonic belts in the Canadian Cordillera: Geology, 10, 70-75.
- Moore, E. M., and Twiss, R. J., (1995): Tectonics, W. H. Freeman and company, 415 p.
- Morán-Zenteno, D.J., (1994): The geology of the Mexican republic: American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology no. 39, 160 p.
- Nagata, T., (1965): Main characteristics of recent geomagnetic secular variation. Journal of Geomagnetism and Geoelectricity, 17, 263-276.
- Nick, K., (1988): Mineralogische, gechemische und petrographische Untersuchungen in der Sierra de San Carlos (México). Tesis Doctoral. Univ. Karlsruhe, Alemania, 167 p.
- Ohno, M., and Hamano, Y., (1992): Geomagnetic poles over the past 10,000 years. Geophysical Research Letters, 19, 1715-1718.
- Opdyke, N.D. and Wensink H., (1966): Paleomagnetism of rocks from the White Mountain plutonic-volcanic series in New Hampshire and Vermont, Journal of Geophysics Research., 71, p.3045-3051.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mítre-Salazar, L.M., Roldán-Quintana J., Aranda-Gómez,J.J., Morán-Zenteno, D., Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., (1992): Carta Geológica de la República Mexicana, Quinta Edición, Escala 1:2 000 000; universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología; y Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal, Consejo de Recursos Minerales. 1 mapa con texto explicativo, 74p.
- Ortega-Gutiérrez, F., Sedlock, R.L. and Speed, R.C., (1994): Phanerozoic tectonic evolution of Mexico, in Speed, R.C., ed., Phanerozoic evolution of North America continent-ocean transitions: Geological Society of America, Decade of North American Geology Summary Volume to accompany the DNAG Continent-Ocean Transect Series, p. 265-306.
- Özdemir, Ö., and Banerjee, S.K., (1984): High temperature stability of maghemite(γ -Fe₂O₃). Geophysical Research Letters, 11(3), 161-164.
- Padilla and Sánchez, R. J., (1982): Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepción del Oro, Saltillo and Monterrey, Mexico, (Ph. D. thesis): Austin, Texas, University of Texas, 217 p.
- Padilla y Sanchez, R.J., (1985): Las Estructuras de la curvatura de Monterrey, estados de Coahuila, Nuevo León, Zacatecas y San Luis Potosí: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 6, p. 1-20.
- Padilla and S Sánchez, R. J., (1986): Post Paleozoic tectonics of northeast México and its role in the evolution of the Gulf of México: Geofísica Internacional, v. 25, p. 157-206.
- Pindell, J. L., (1985): Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas, and Proto-Caribbean: Tectonics, v. 4, p. 1-39.

- Pindell, J. L., (1993): Regional synopsis of the Gulf of Mexico and Caribbean evolution, in Pindell, J.L., and Perkins, B.F., eds., *Mesozoic and early Cenozoic development of the Gulf of Mexico and Caribbean region: Gulf Coast Section, SEPM (Society for Sedimentary Geology), Foundation, 13th Annual Research Conference*, p. 251-274.
- Pindell, J.L., and Dewey, J.F., (1982): Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region: *Tectonics*, v. 1, p. 179-211.
- Pindell, J.L., Cande, S.C., Pitman, W.C., Rowley, D.B., Dewey, J.F., Labrecque, J., and Haxby, W., (1988): A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution: *Tectonophysics*, v. 155, p. 121-138.
- Pindell, J. L., and Barrett, S. F., (1990): Geological evolution of the Caribbean region; A plate-tectonic perspective, *The Geology of North America*, v. H, The Caribbean Region, The Geological Society of America, p. 405-432.
- Pollard, J.P., (1999): Paleomagnetism of late Cenozoic volcanics from east-central Mexico – implications for regional tectonic evolution. Liverpool John Moores University [Ph D. Thesis], 268 pp.
- Poole, F.G., Perry Jr, W.J.P., Madrid, R.J., Amaya-Martínez, R., (2005): Tectonic synthesis of the Ouachita-Marathon-Sonora orogenic margin of southern Laurentia: Stratigraphic and structural implications for timing of deformational events and plate-tectonic model, in Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., and Steiner, M.B., eds., *The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives: Geological Society of America Special Paper 393*, p.543-596.
- Price, N.J., Cosgrove J.W., (1990): *Analysis of geological structures*, Cambridge University, 502 p.
- Price, G.D., 1980: Exsolution microstructures in titanomagnetites and their magnetic significance. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 23, 2-12.
- Putnis, A., (1992) *Introduction to mineral sciences*. Cambridge University Press, Cambridge, 457 pp.
- Ramírez-Fernández, J.A., (1996): The petrogenesis of the alkali complexes of the Sierra de Tamaulipas, NE-México (En Alemán). Ph D thesis, University of Freiburg, Germany, 316pp
- Rikitake, T., and Honkura, Y., (1985): *Solid Earth Geomagnetism*. Terra Scientific Publishing Company, 384pp.
- Salvador, A., (1987): Late Triassic-Jurassic paleogeography and origin of Gulf of Mexico basin: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 71, p. 419-451.
- Salvador, A., (1991b): Triassic-Jurassic: in Salvador, A., ed., *The Gulf of Mexico basin: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America*, v. J, p. 131-180.
- Salvador, A., (1991c): Origin and development of the Gulf of Mexico basin: in Salvador, A., ed., *The Gulf of Mexico basin: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America*, v. J, p. 389-444.
- Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez, F., and Speed, R.C., (1993): Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of México. *GSA Special Paper 278*, 153 p.
- Sherwood, G.J., (1986): The middle to late Miocene geomagnetic field: implications of new results from New Zealand lavas. Ph. D. thesis, University College, Cardiff, 183pp.
- Sibson, R. H. (1973), Interactions between temperature and pore fluid pressure during earthquake faulting and a mechanism for partial or total stress relief, *Nature Phys. Sci.*, 243, 66.
- Silver, L.T. and Anderson, T.H., (1974): Possible left-lateral early to middle Mesozoic disruption of the southwestern North American Craton margin, *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs*, 6, 955.
- Silver, L.T. and T.H. Anderson, (1983): Further evidence and analysis of role of the Mojave-Sonora megashear(s) in Mesozoic Cordilleran tectonics: *GSA Abstract with Programs*, v. 15, p. 273.
- Smith, C.I., (1981): Review of the geologic setting, stratigraphy and facies distribution of the Lower Cretaceous in northern Mexico, in *Lower Cretaceous stratigraphy and structure, northern Mexico; West Texas Geological Society Field Trip Guidebook 81-74*, p. 1-27.
- Smith, R. D., Cameron, K. L., McDowell, F. W., Miemeyer, S., and Sampson, D. E., (1996): Generation of voluminous silicic magmas and formation of mid-Cenozoic crust beneath north-central México: evidence from ignimbrites, associated lavas, deep crustal granulites, and mantle pyroxenites. *Contrib Mineral Petrol.* V.123, p. 375-389.
- Soegaard, K., Giles, K. A., Vega-Vera, F. J., and Lawton, T. F., (1997): Structure, stratigraphy, and paleontology of Late Cretaceous-Early Tertiary Parras-La Popa foreland basin near Monterrey, northeast Mexico: *American Association of Petroleum Geologists Guidebook to Fieldtrip 10*, 136 p.
- Stacey, F.D., and Banerjee, S.K., (1974): *Developments in solid earth geophysics 5: the physical principles of rock magnetism*. Elsevier, Amsterdam, 195pp.
- Steiner, M.B., and Helsley, C.E., (1975b): Late Jurassic Magnetic Polarity Séquence: *Earth and Planetary Science Letters*, 27, p.108-112.
- Steiner, M.B., (1988): Paleomagnetism of the Late Pennsylvanian and Permian; a test of the rotation of the Colorado Plateau, *Journal of Geophysical Research*, 93, 2201-2215

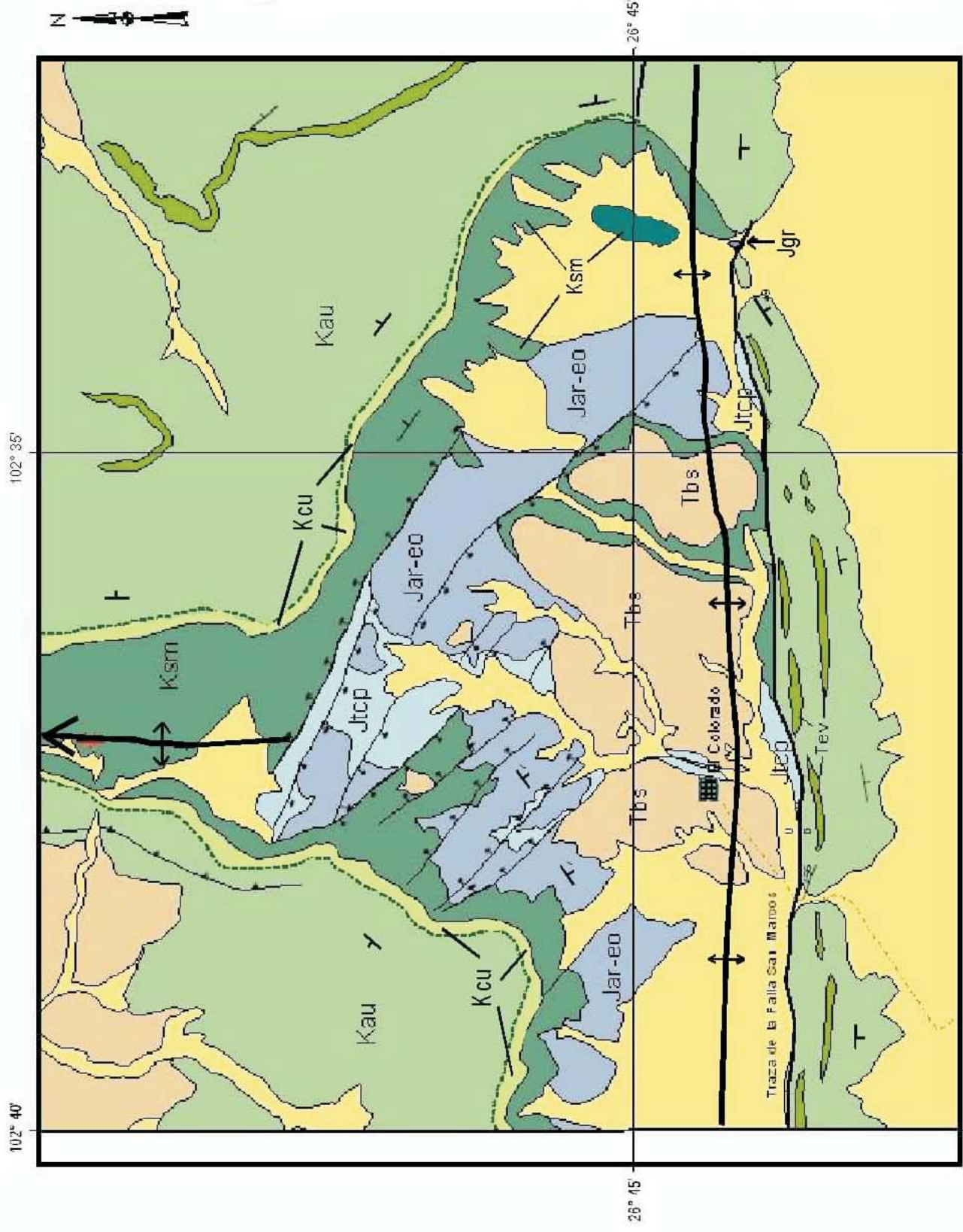
- Steiner M.B., Lucas S.G., and Shoemaker, E.M., (1995): Correlation and age of the Upper Jurassic Morrison Formation from magnetostratigraphic analysis, in: Mesozoic systems of the Rocky Mountain Region, USA, Caputo, M.V., Paterson J.A., and Franczyk, K.J. (editors), 315-330.
- Stewart, J. H., Blodgett, R. B., Boucot, A. J., Carter, J. L., and López, R., (1999): Exotic Paleozoic strata of Gondwanan provenance near Ciudad Victoria, Tamaulipas, México, in Ramos, V. A., and Keppie, J. D., eds., *Laurentia-Gondwana Connections before Pangea*: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special paper 336.
- Stewart, J.H., (2005): Evidence for Mojave-Sonora megashear—Systematic left-lateral offset of Neoproterozoic to Lower Jurassic strata and facies, western United States and northwestern Mexico , in Anderson, Thomas H., Nourse, Jonathan A., McKee, James W., Steiner, Maureen B., eds., *The Mojave-Sonora Megashear development, assessment and alternatives*: Boulder, Geological Society of America, Special Paper, (393), 209–231.
- Suter, M., (1987): Structural traverse across the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt in east-central Mexico: Geological Society of American Bulletin, v. 98, p. 249-264.
- Tardy, M., (1975): La nappe de Parras: un Traité Essential de la Structure Laramienne du Secteur transverse de la Sierra Madre Oriental, México: Bulletin of the Geological Society of France, v. XVII: p. 77-87.
- Tardy, M., Lapiere, H., Freydier, C., Coulon, C., Gill, J.B. Mercier de Lepinay, B., Beck, C., Martínez, R.J., Talavera, M.O. Ortíz, H.E., Stein, G., Bourdier, J.L., and Yta, M., (1994): The Guerrero suspect terrane (western Mexico) and coeval terranes (the Greater Antills and the Eastern Cordillera of Colombia): a late Mesozoic intra-oceanic arc accreted to cratonal America during the Cretaceous: *Tectonophysics*, v. 230, p. 49-73.
- Tauxe, L., (1998): *Paleomagnetic Principles and Practice*, Kluwer Academic Publishers.
- Tarling, D.H., (1983): *Paleomagnetism: Principles and Applications in Geology, Geophysics, and Archaeology*. Chapman and Hall, London and New York, 379 pp.
- Tempelman D.J., (1979): Transported Cataclasite, Ophiolite and Granodiorite in Yukon - evidence of arc-continent collision. Geological Survey of Canada PaperR.; 79-14.
- Thompson, R., and Oldfield, F., (1986): *Environmental magnetism*. Allen and Unwin, London, England. 227pp.
- Torres, R., Ruiz, J., Patchett, P.J., and Grajales, J.M., (1999): A Permo-Triassic continental arc in eastern Mexico: Tectonic implications for reconstruction of southern North America, in Bartolini, C., Wilson, J.L., and Lawton, T.F., eds., *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico*: Boulder, Colorado, Geological Society of North America Special Paper 340. p. 1-58.
- Turner, P., (1980); *Continental Red Beds*. Elsevier, Amsterdam, 567pp
- Twiss, R.J. and Moores, E.M., (1992): *Structural Geology*, University of California at Davis, Freeman and Company, New York.
- Van der Voo; (1990): Phanerozoic Paleomagnetic Poles from Europe and North América
- Van der Voo, R. and R. B. French, (1974): Apparent polar wandering for the Atlantic-bordering continents: Late Carboniferous to Eocene, *Earth Sci. Rev.*, v. 10, 99–119, 1974.
- Van der Voo, R., Mauk, F.J. and French, R.B., (1976): Permian-Triassic continental configurations and origin of the Gulf of Mexico. *Geology*, 4: 177-180. Gulf of Mexico, tectonic, .
- Van Fossen, M., and Kent, D., (1992): Paleomagnetism of 122 Ma plutons in New England and mid-Cretaceous paleomagnetic field for North America: True polar wander or large-scale differential motion: *Journal of Geophysical Research*, v. 97, p. 19,651–19,662.
- Vega-Vera, F. J., y Perrilliat, M. C., (1989b): La presencia del Eoceno marino en la cuenca de la Popa (Grupo Difunta), Nuevo León: orogenia post-Ypresiana: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, revista, v.8, p. 67-70.
- Vega-Vera, F. J., Mitre-Salazar, L. M., y Martínez-Hernández, E., (1989): Contribución al conocimiento de la estratigrafía del Grupo Difunta (Cretácico superior-Terciario) en el noreste de México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 8, p. 179-187.
- Verosub, K.L., and Banergee, S.K., (1977): Geomagnetic excursions and their paleomagnetic record. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 15, 145-155.
- Viera-Decida, F., (1998): Delimitación, Petrografía y Geoquímica de los cuerpos Intrusivos del rancho El Salvador, Sierra de Tamaulipas, tesis de Licenciatura. Univ. Autónoma de Nuevo León, 96 p.
- Walker, T.R., Larson, E.E. & Hoblitt, R.P., (1981): Nature and origin of haematite in the Moenkopi Formation (Triassic), Colorado Plateau: a contribution to the origin of magnetism in red beds, *J. geophys. Res.*,86, 317–333.
- Wallace, R. E., (1951): Geometry of shearing stress and relation to faulting, *J. Geol.*, 59, 118-130.

- Walper, J.L., and Rowett, C.L. (1972): Plate Tectonics and the Origin of the Caribbean Sea and the Gulf of Mexico: Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions. Vf. 22. p.105-116.
- Walsh, J.J., Watterson, J., Bailey, W.R., Childs, C.; (1999): Fault relays, bends and branch-lines; Journal of Structural Geology V.21 1019-1026.
- Waychunas, G.A., (1991): Cristal chemistry of oxides and oxyhydroxides. En: Lindsley, D.H., (Ed): Oxide minerals: petrologic and magnetic significance. Reviews in mineralogy, volumen 25, Mineralogical Society of America, 11-61.
- Wilson, J. L., (1990): Basement structural controls on Mesozoic carbonate facies in Northeastern México.- a review: in: Contribuciones al Cretácico de México y América Central: Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra / Universidad Autónoma de Nuevo León, Linares, Nuevo León, México. v. 4, p. 5-45.
- Wilson, J. R., Ward, W. C., and Finneran, J., (1984): A field guide to Upper Jurassic and Lower Cretaceous carbonate platform and basin systems, Monterrey-Salttillo area, northeast México: Gulf Coast Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 76 p.
- Ye, H., (1997): The arcuate Sierra Madre Oriental orogenic belt, NE Mexico: Tectonic infilling of a recess along the Southwestern North America continental margin: in: Structure, stratigraphy and paleontology of Late Cretaceous-Early Tertiary Parras-La Posa foreland basin near Monterrey, northeast Mexico. AAPG Field Trip No. 10.
- Zigdeveld, J.D.A., (1967): A.C. demagnetization of rocks. Analysis Results. En: Collinson, D.W., Cree. K.M. y Runcorn, S.K., eds., Methods in Paleomagnetism, Elsevier, Amsterdam, p.251-286.

Anexo I

Mapa Geológico y Sección Geológica

Mapa Geológico Estructural del área Potrero Colorado, centro de Coahuila



Leyenda

	Relleno aluvial
	Abanico aluvial
	Brecha sedimentaria
	Evaporitas (Yeso)
	Fm. La Peña
	Fm. Aurora
	Fm. Cupido
	Fm. San Marcos
	Areniscas eólicas
	Lutitas y areniscas basales
	Basamento (Filitas)

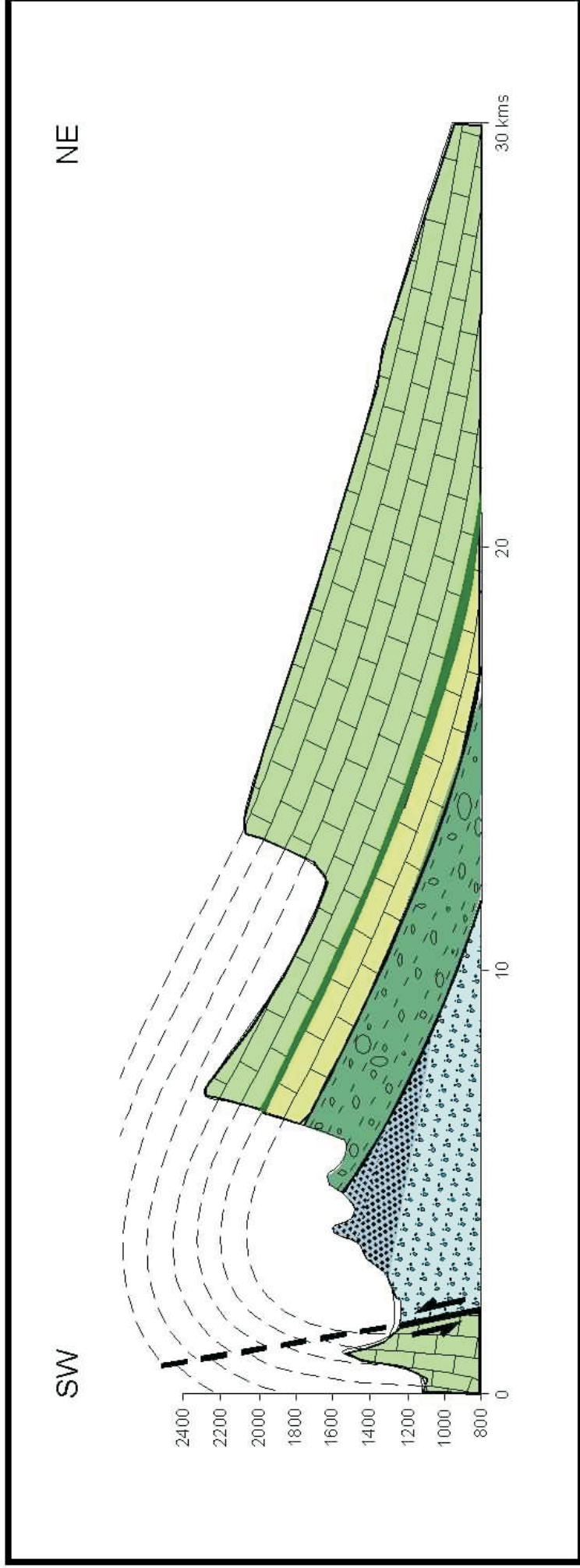
Simbología

	Anticinal recumbente
	Falla normal
	Falla inversa
	Anticinal
	Sinclinal
	Camino
	Rumbo y echado
	Localidad

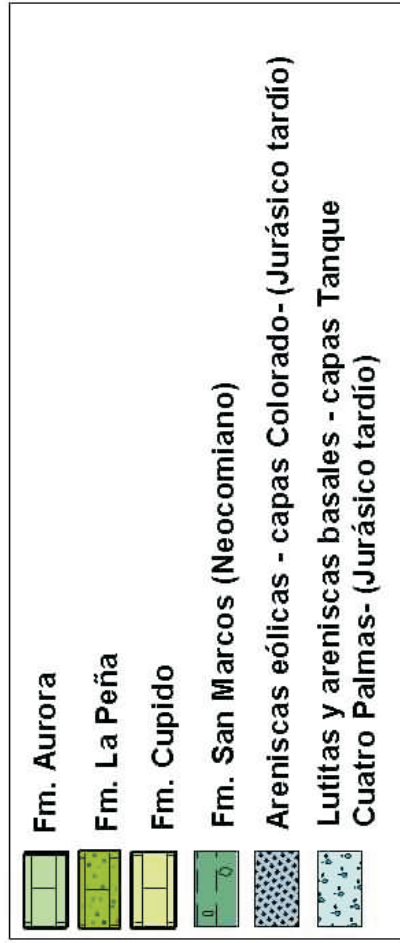
102° 40' 102° 35' 28° 45' 28° 40'



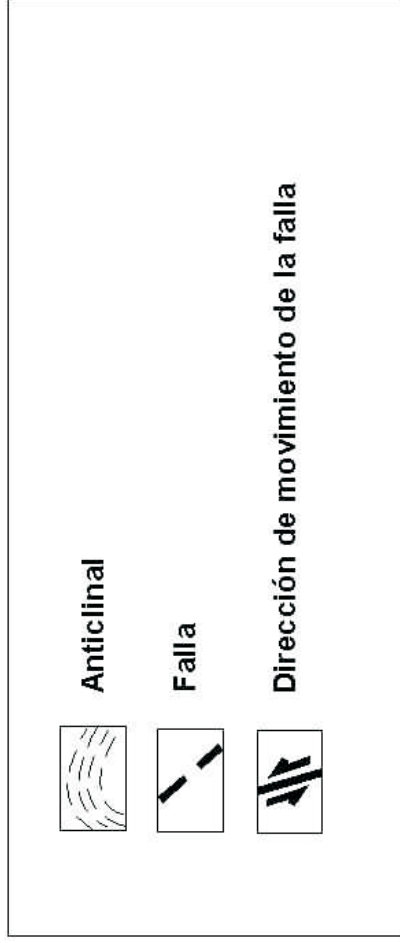
Sección Geológica del área Potrero Colorado



Leyenda



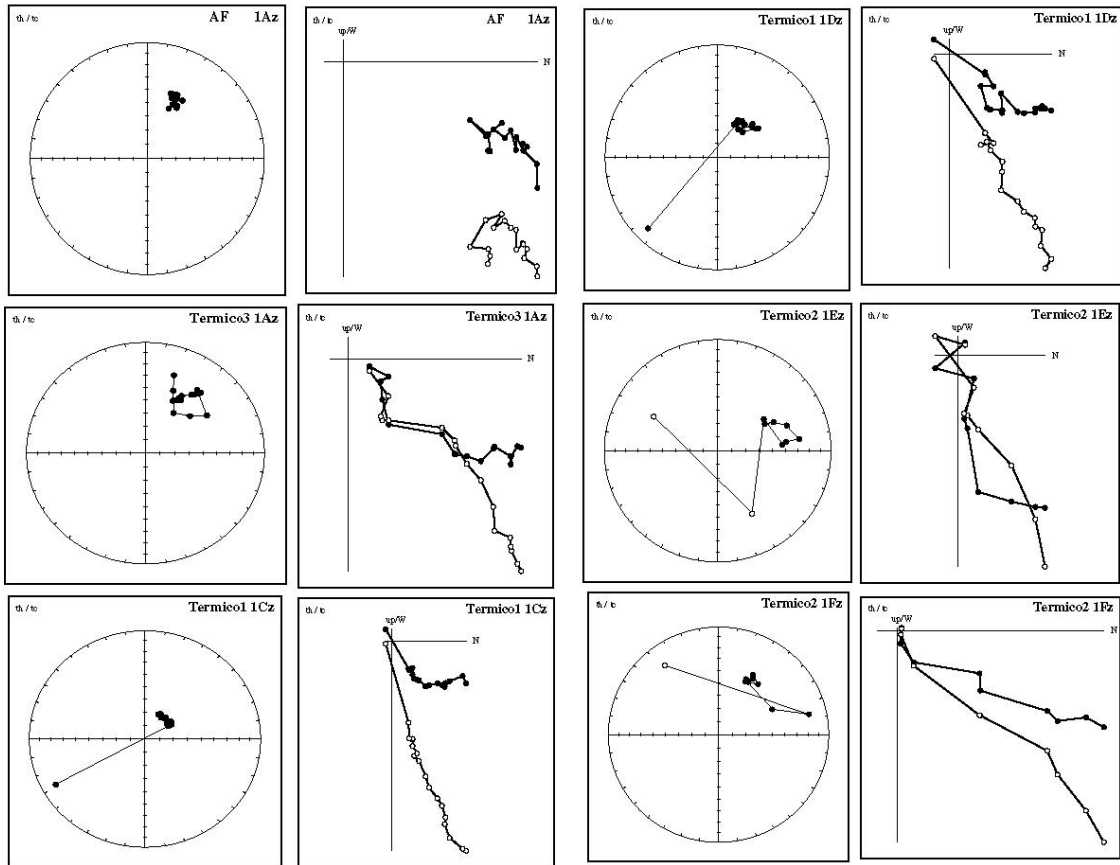
Simbología



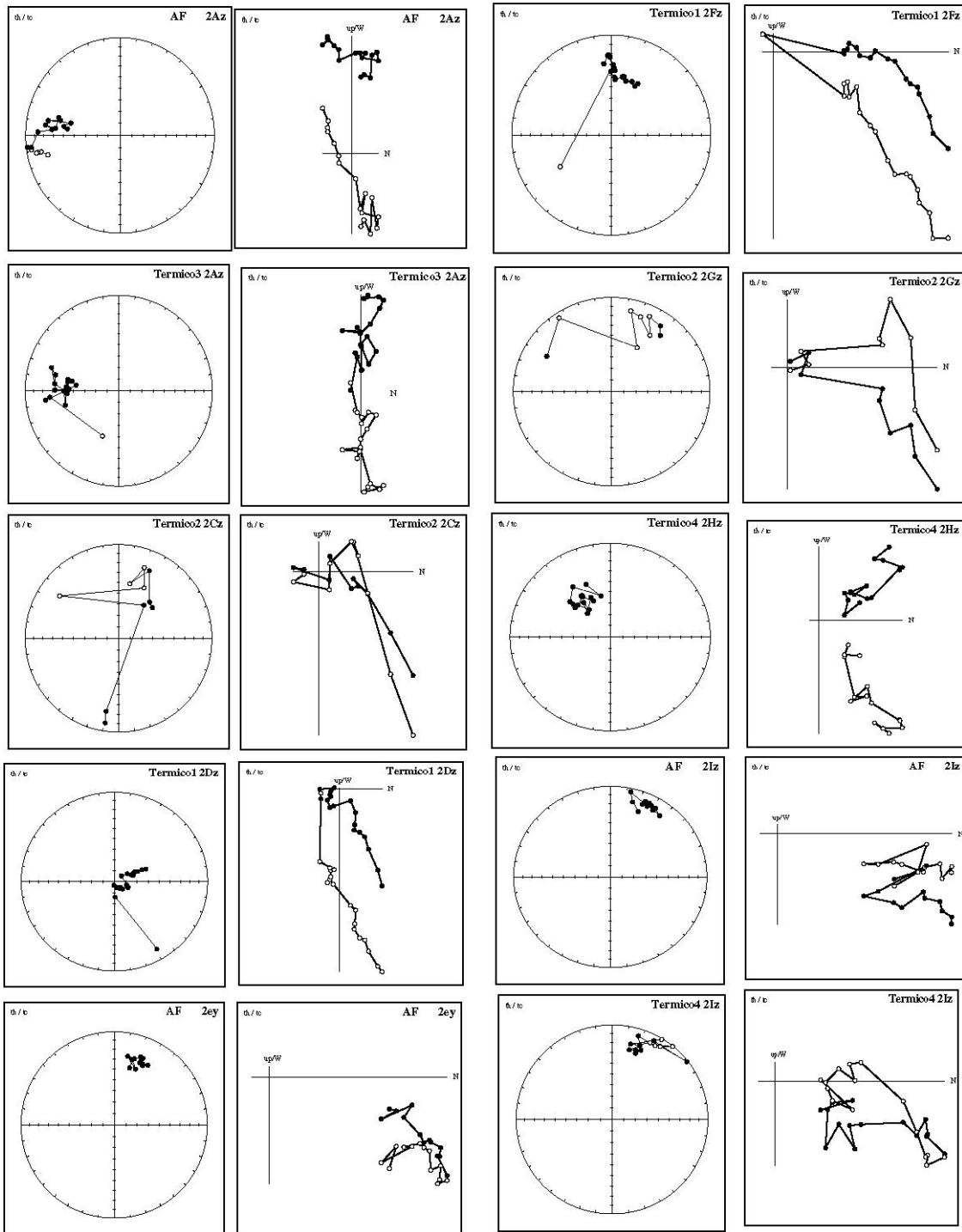
Anexo II

Diagramas Ortogonales de
Desmagnetización
(Zigderveld)

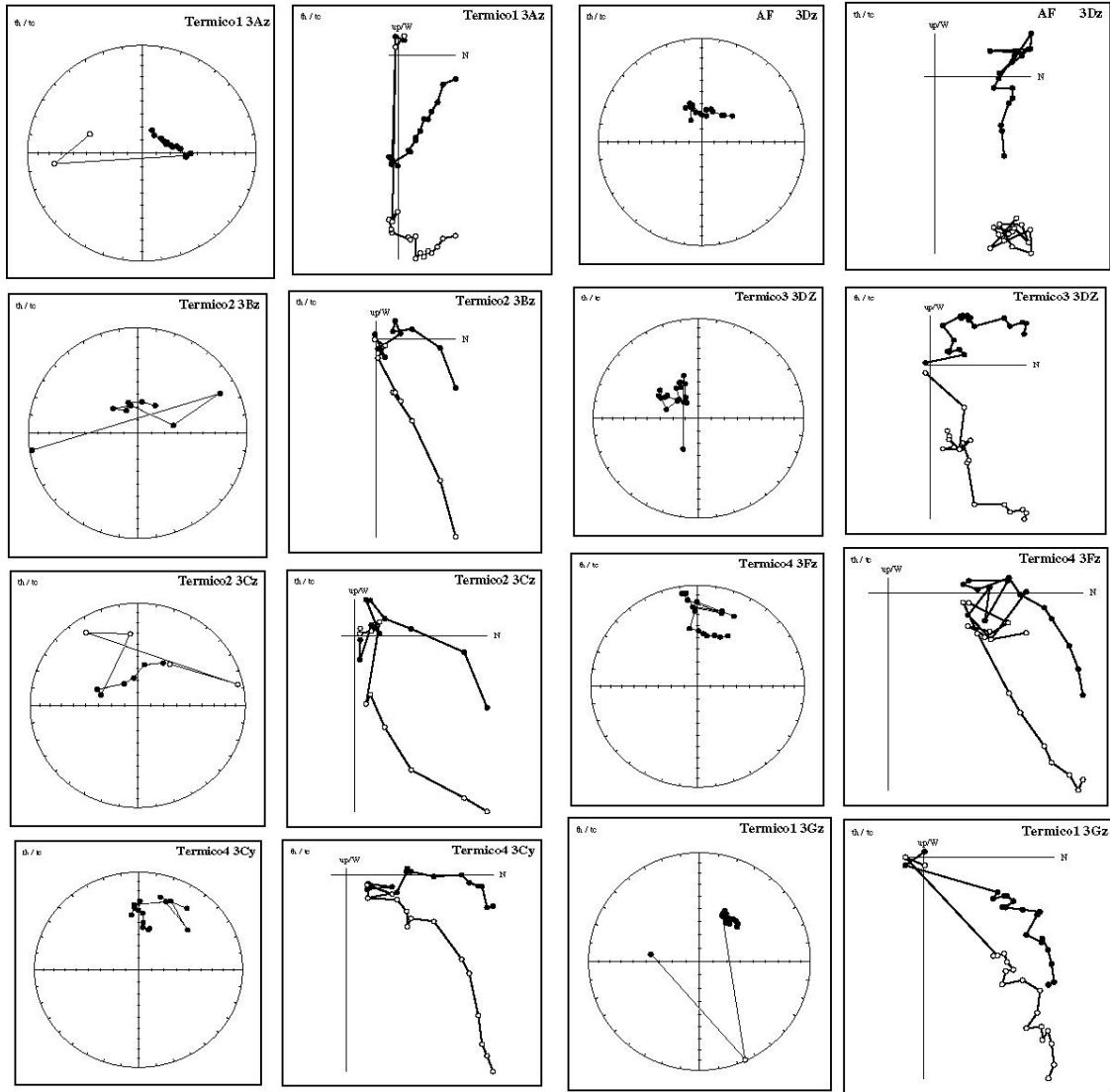
sitio 1



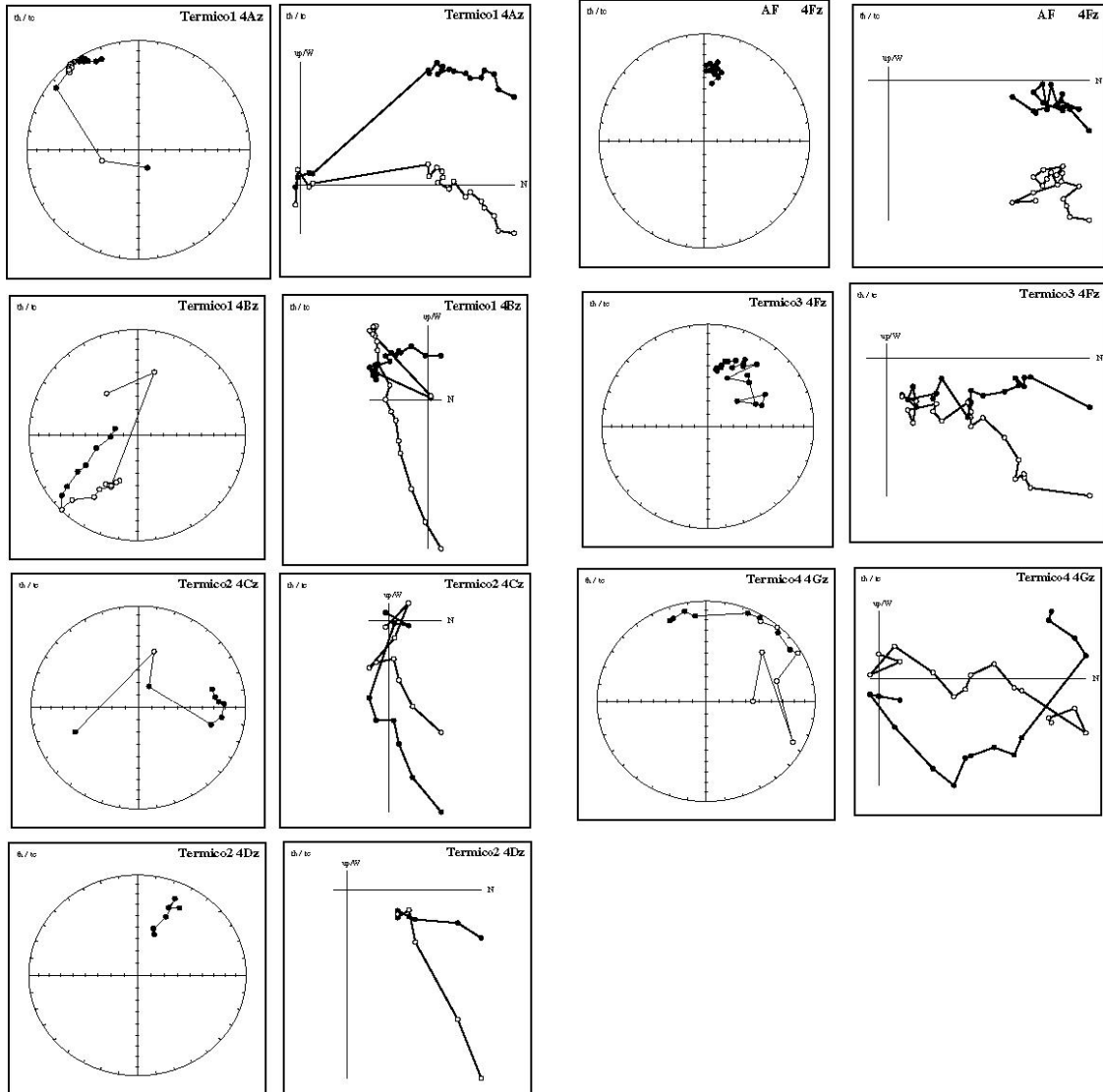
sitio 2



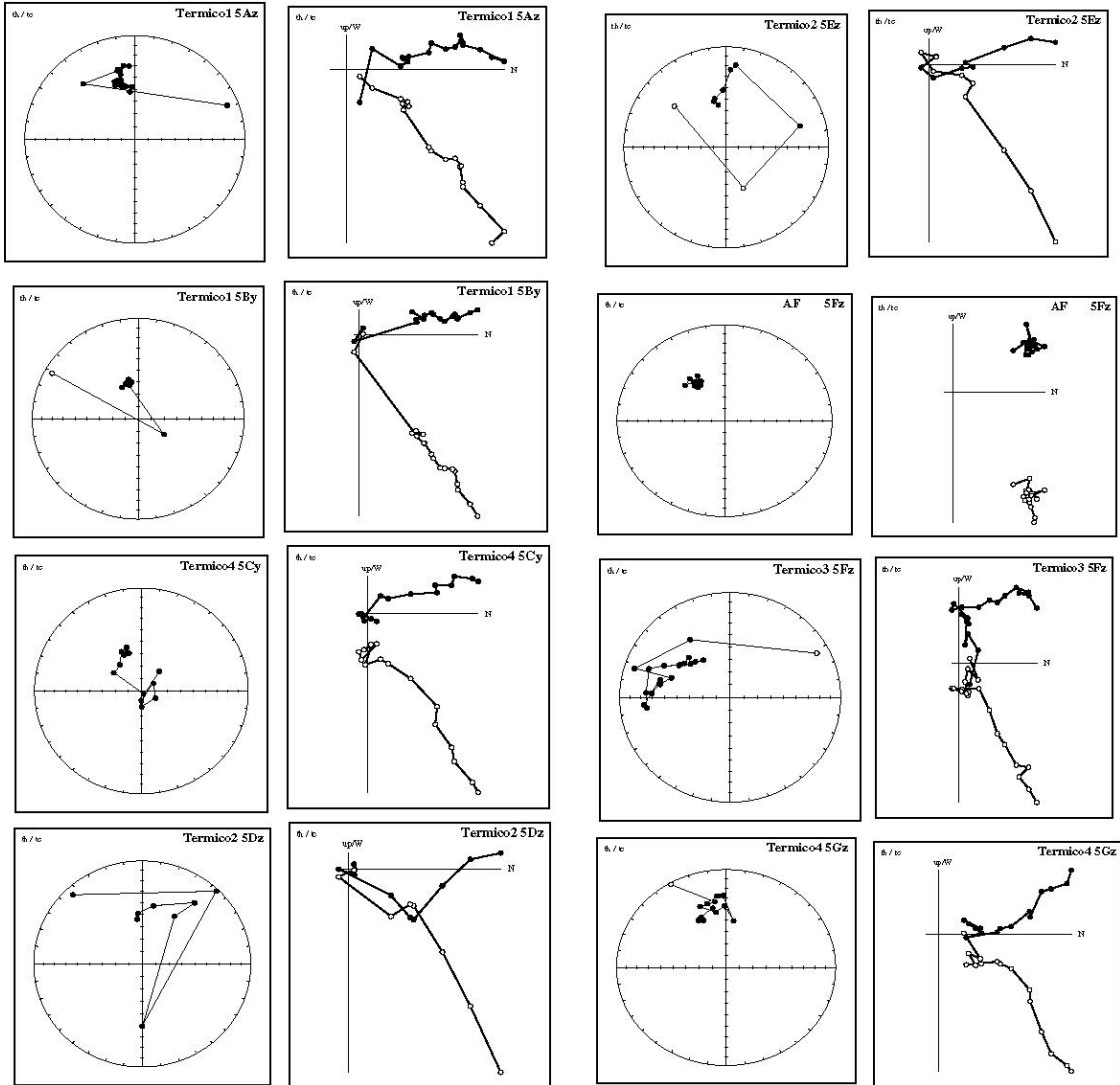
sitio 3



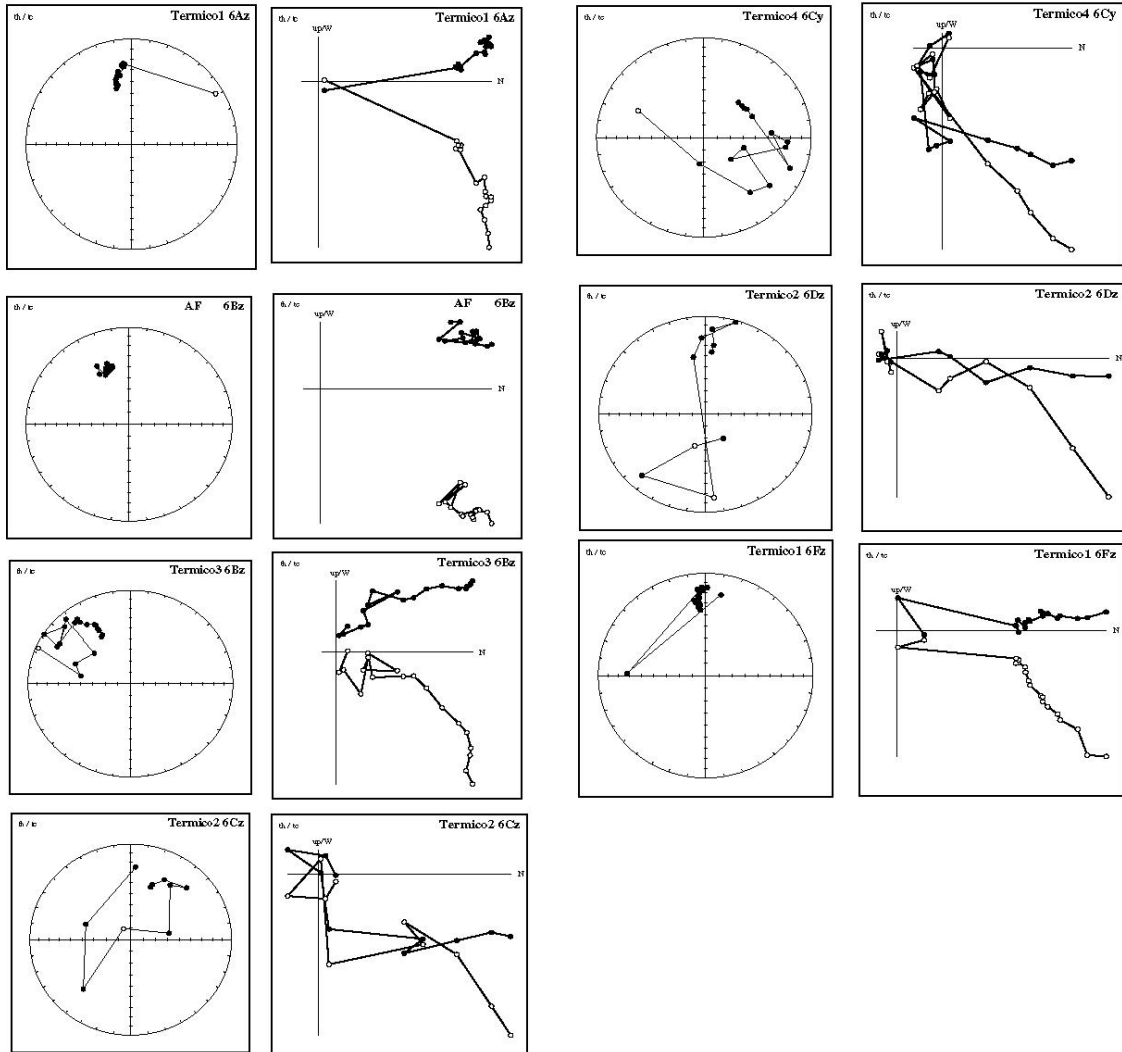
sitio 4



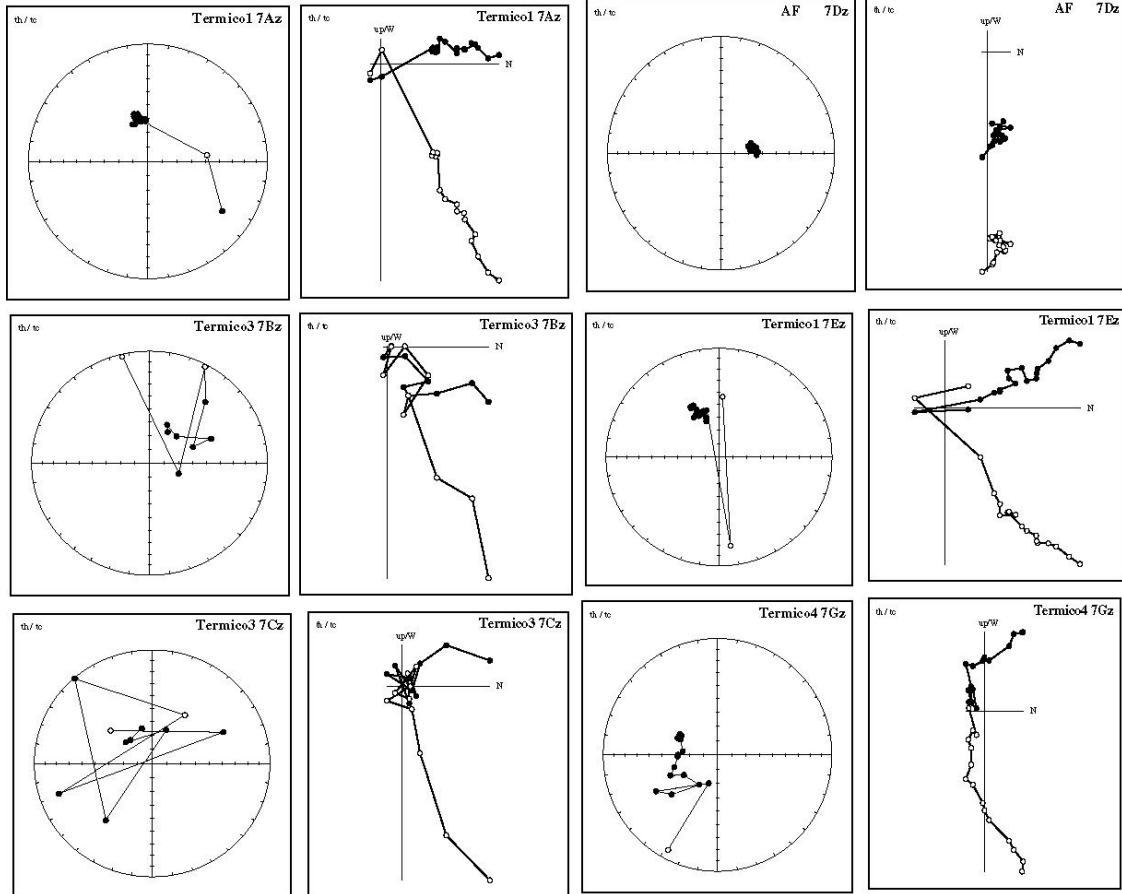
sitio 5



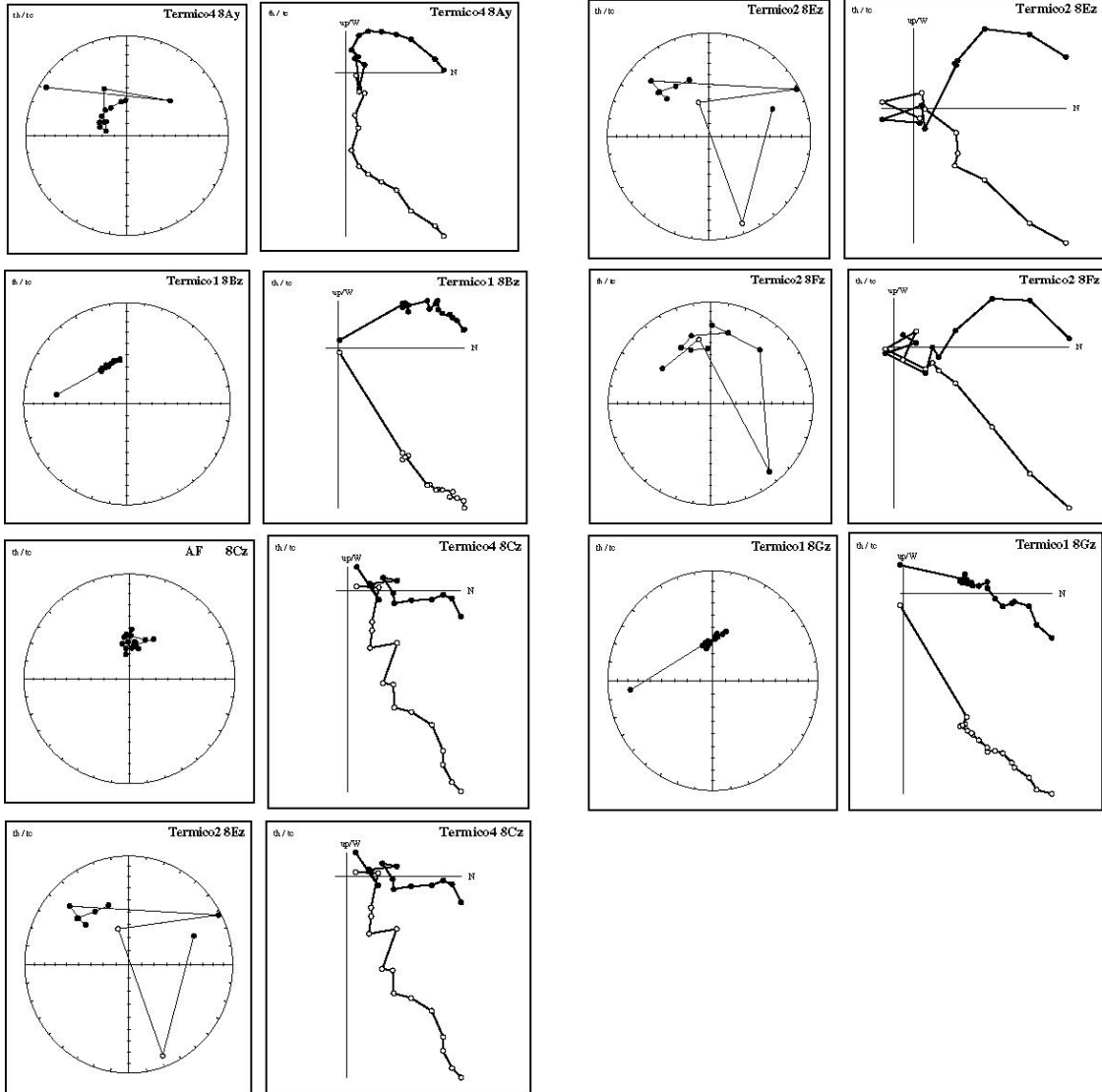
sitio 6



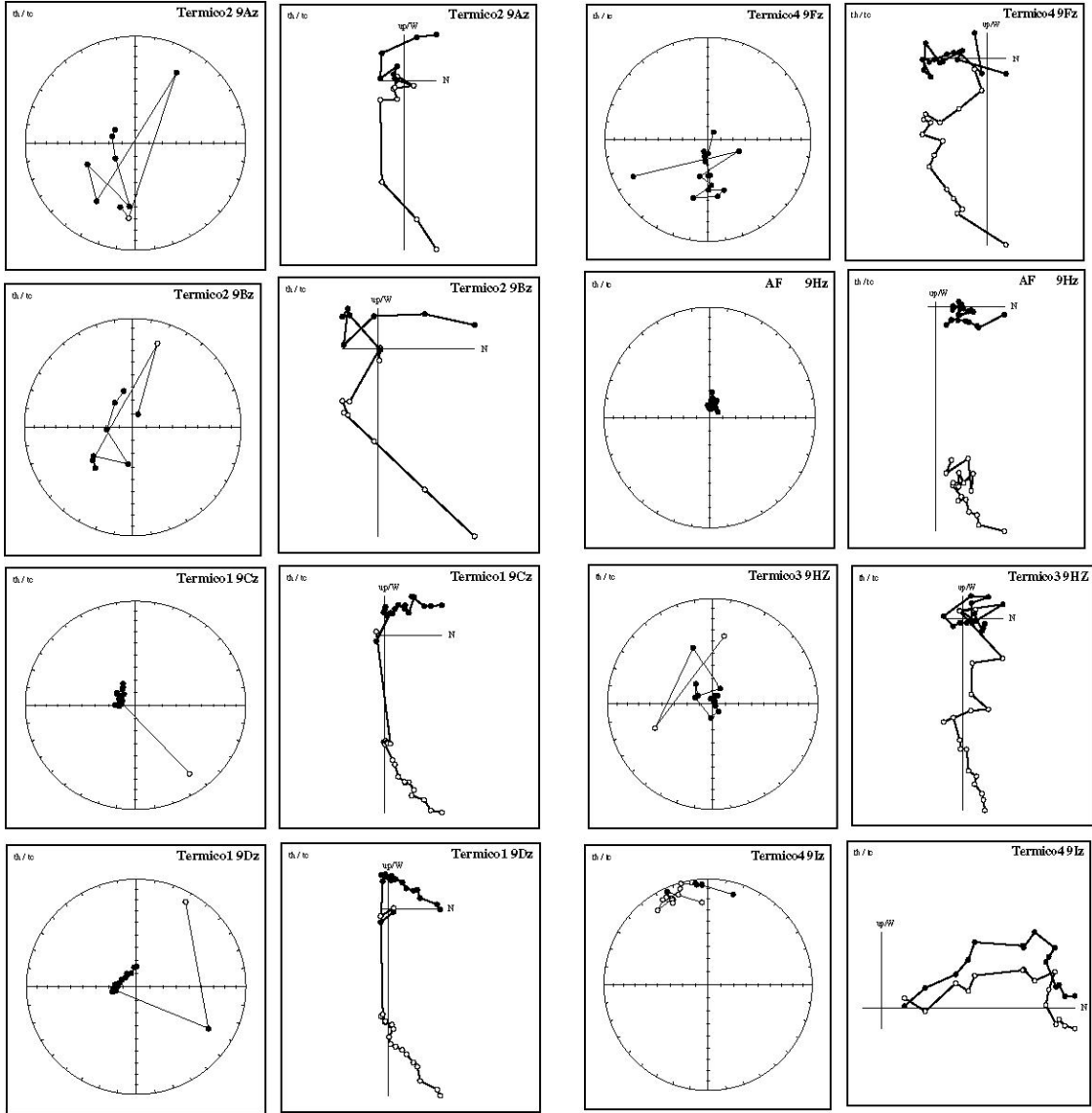
sitio 7



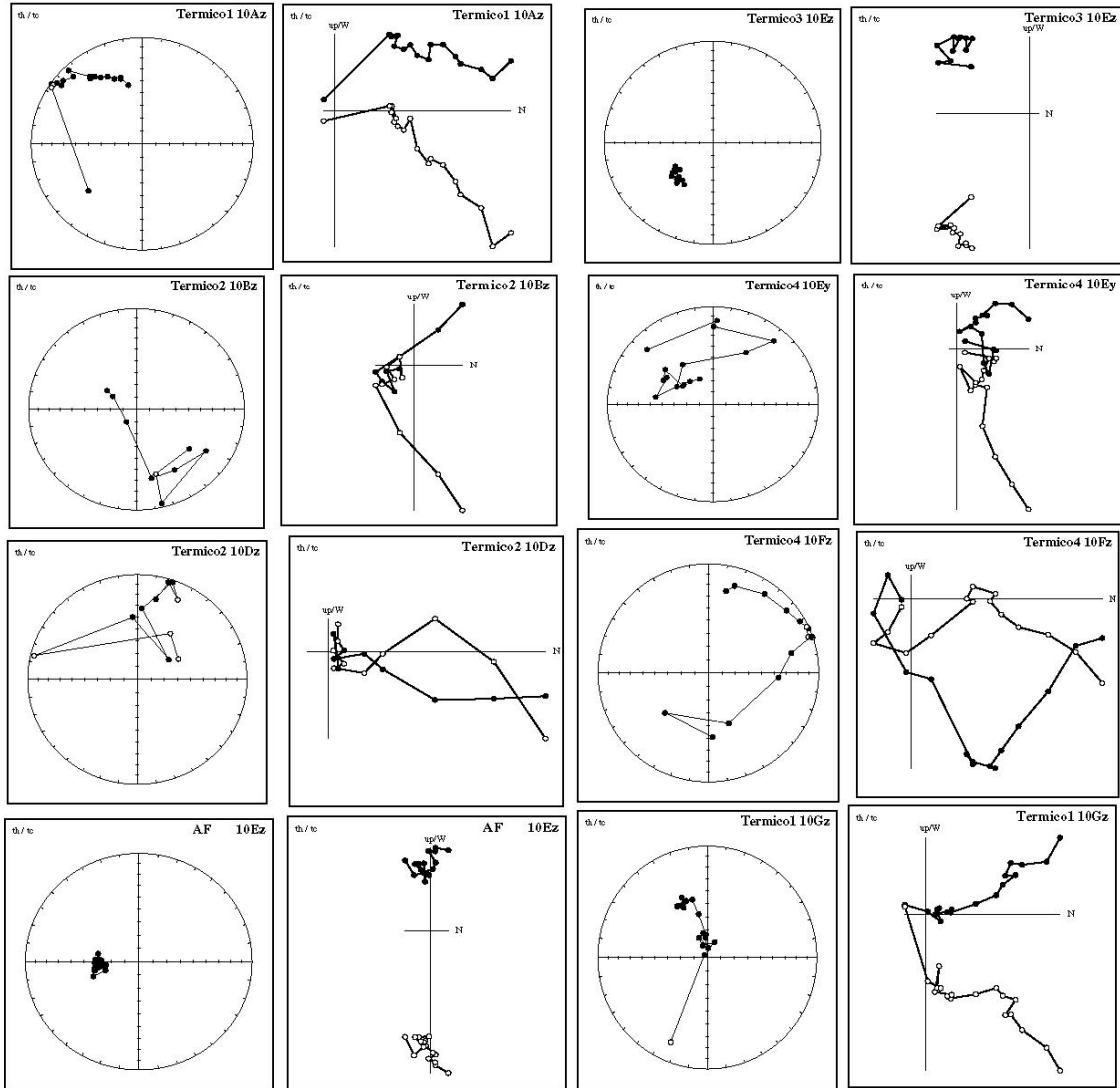
sitio 8



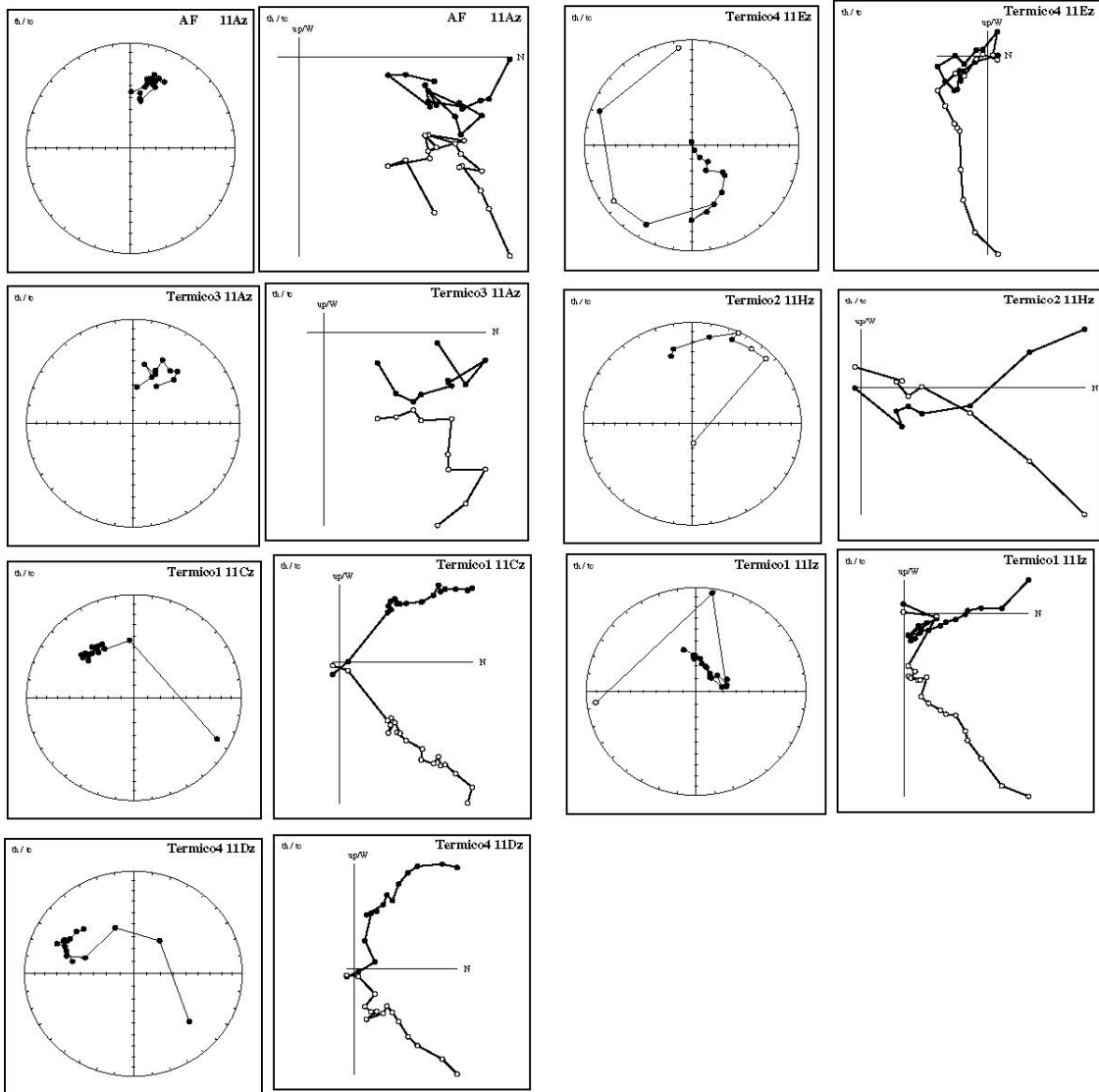
sitio 9



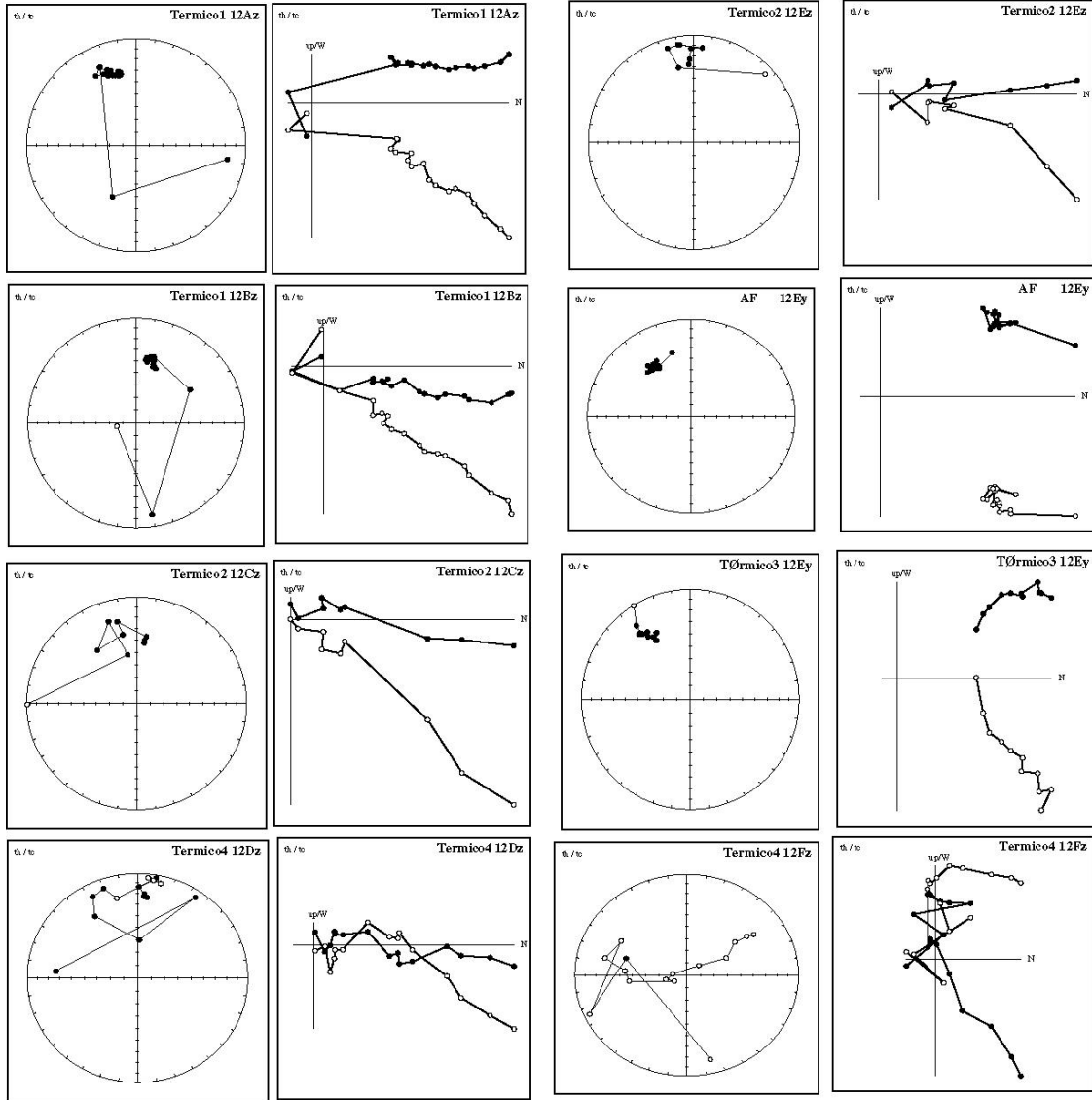
sitio 10



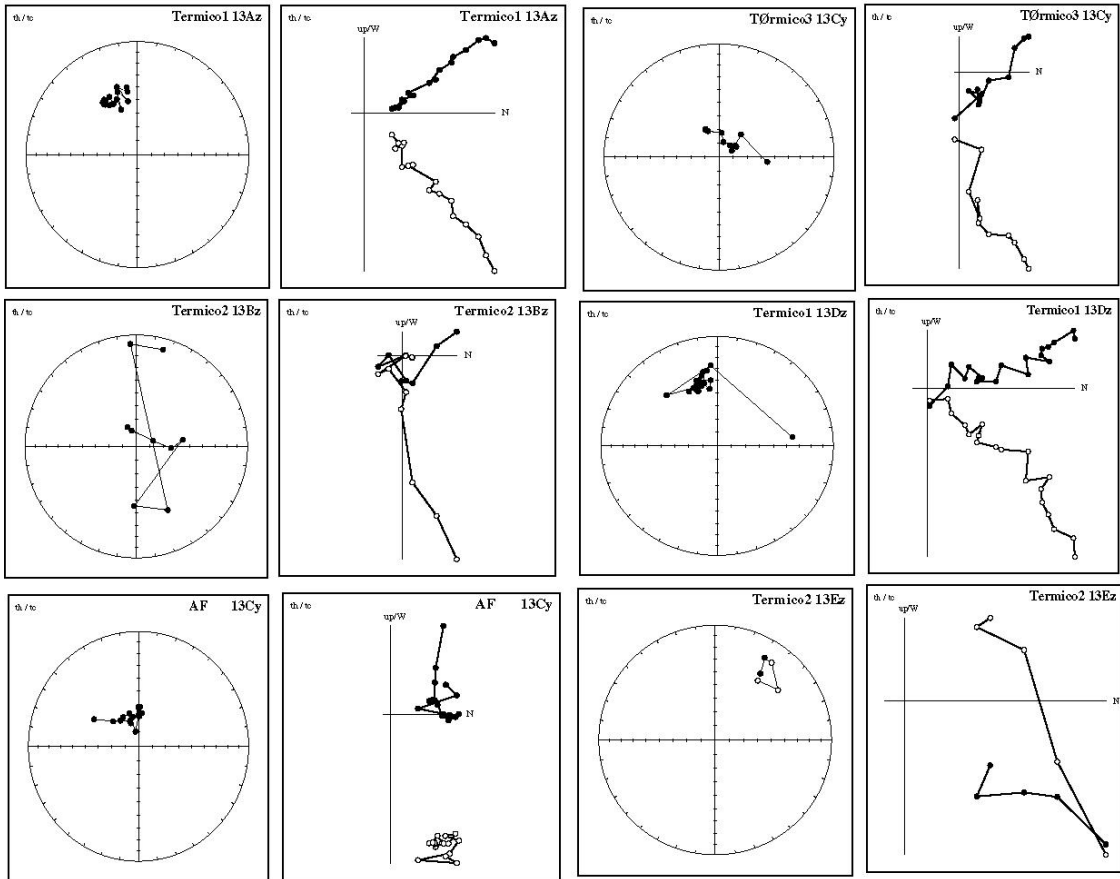
sitio 11



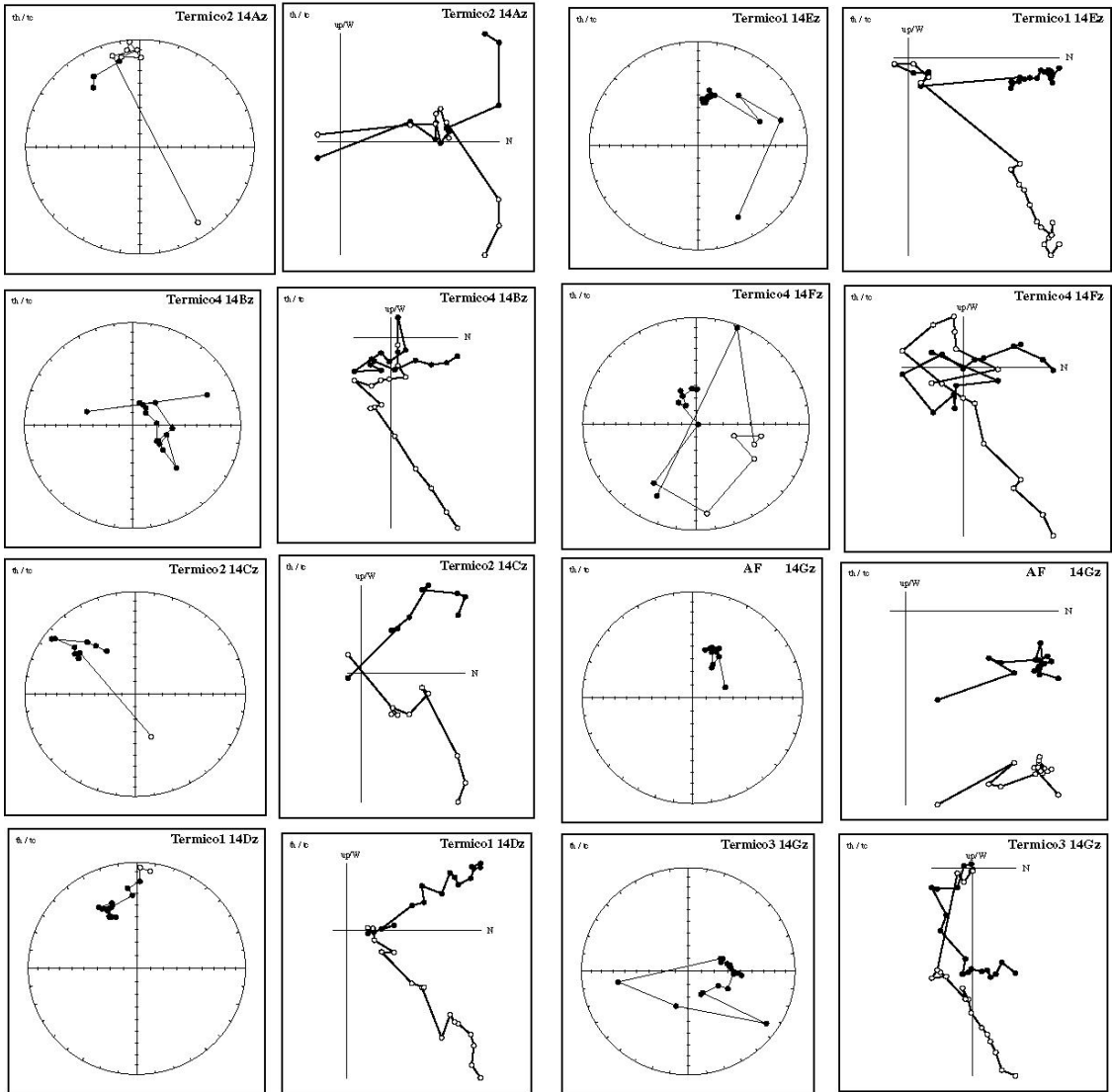
sitio 12



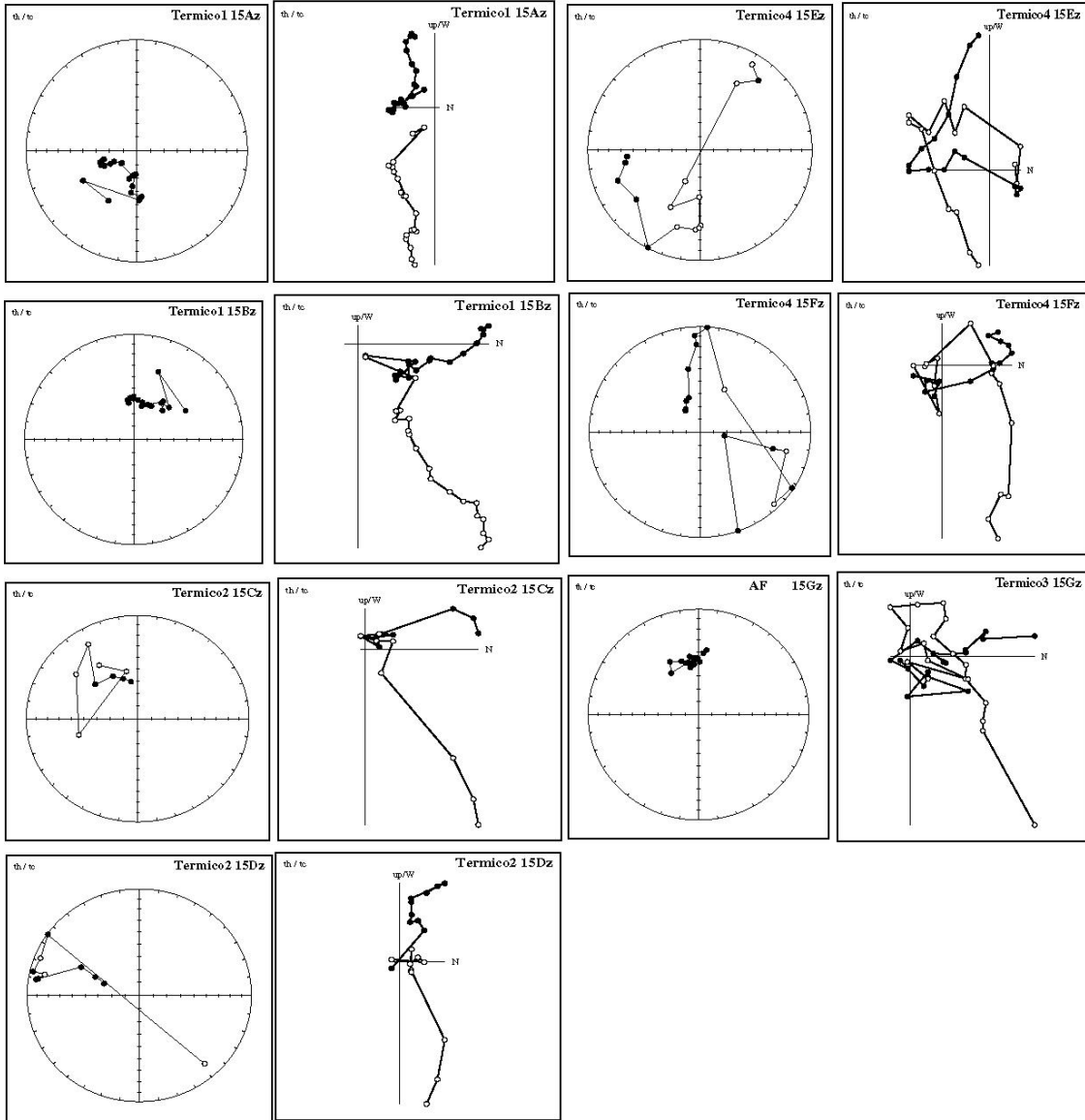
sitio 13



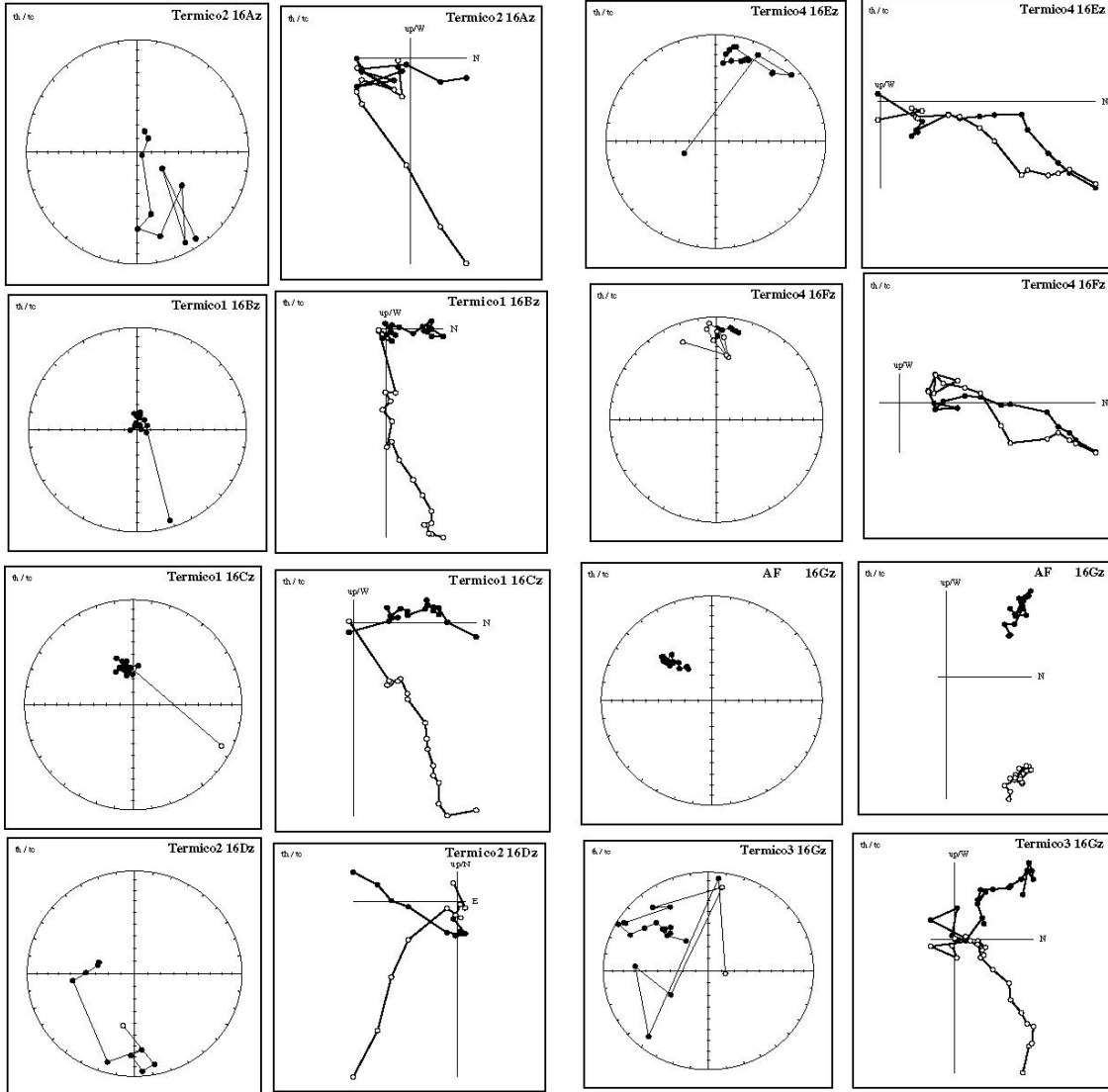
sitio 14



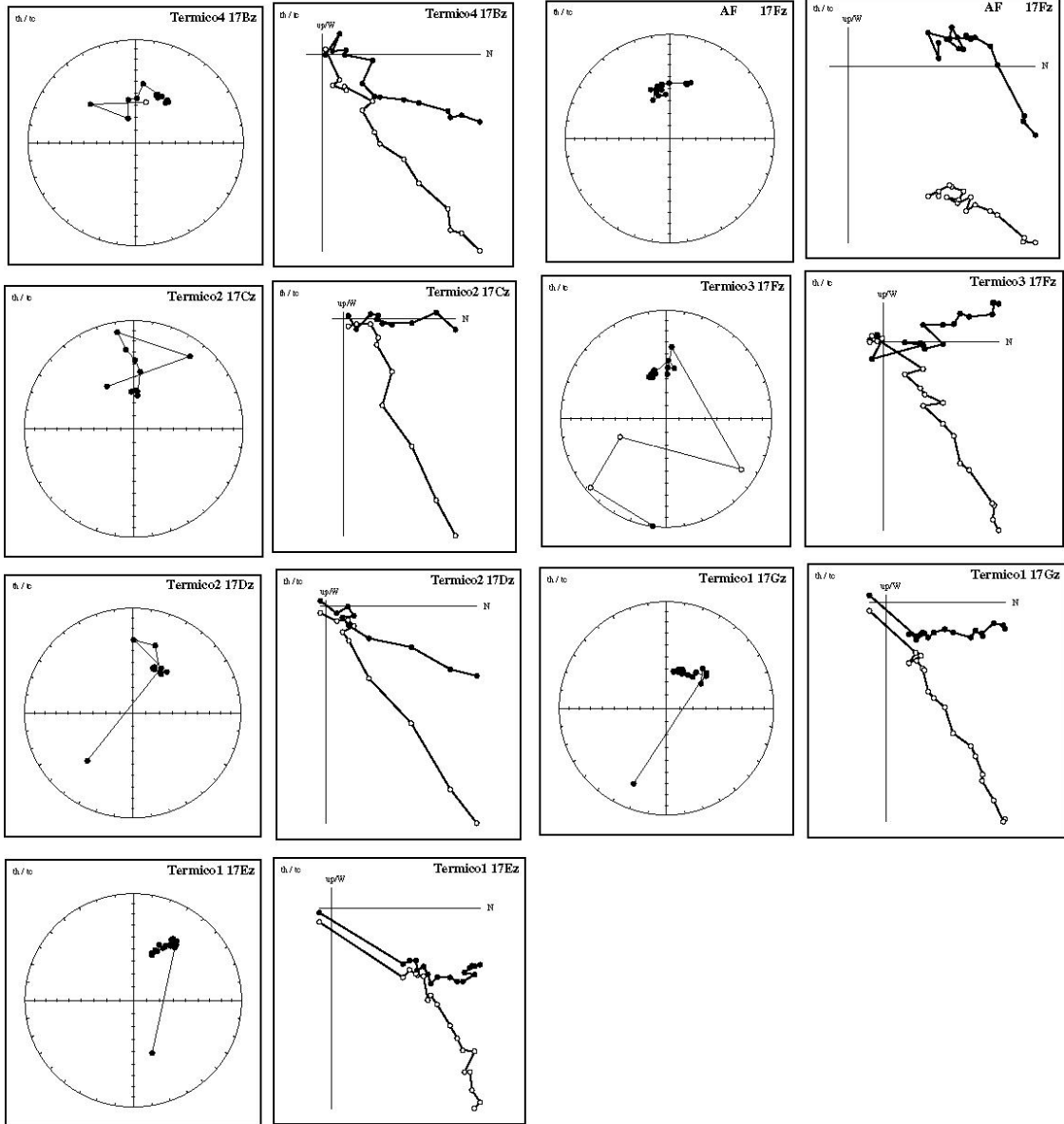
sitio 15



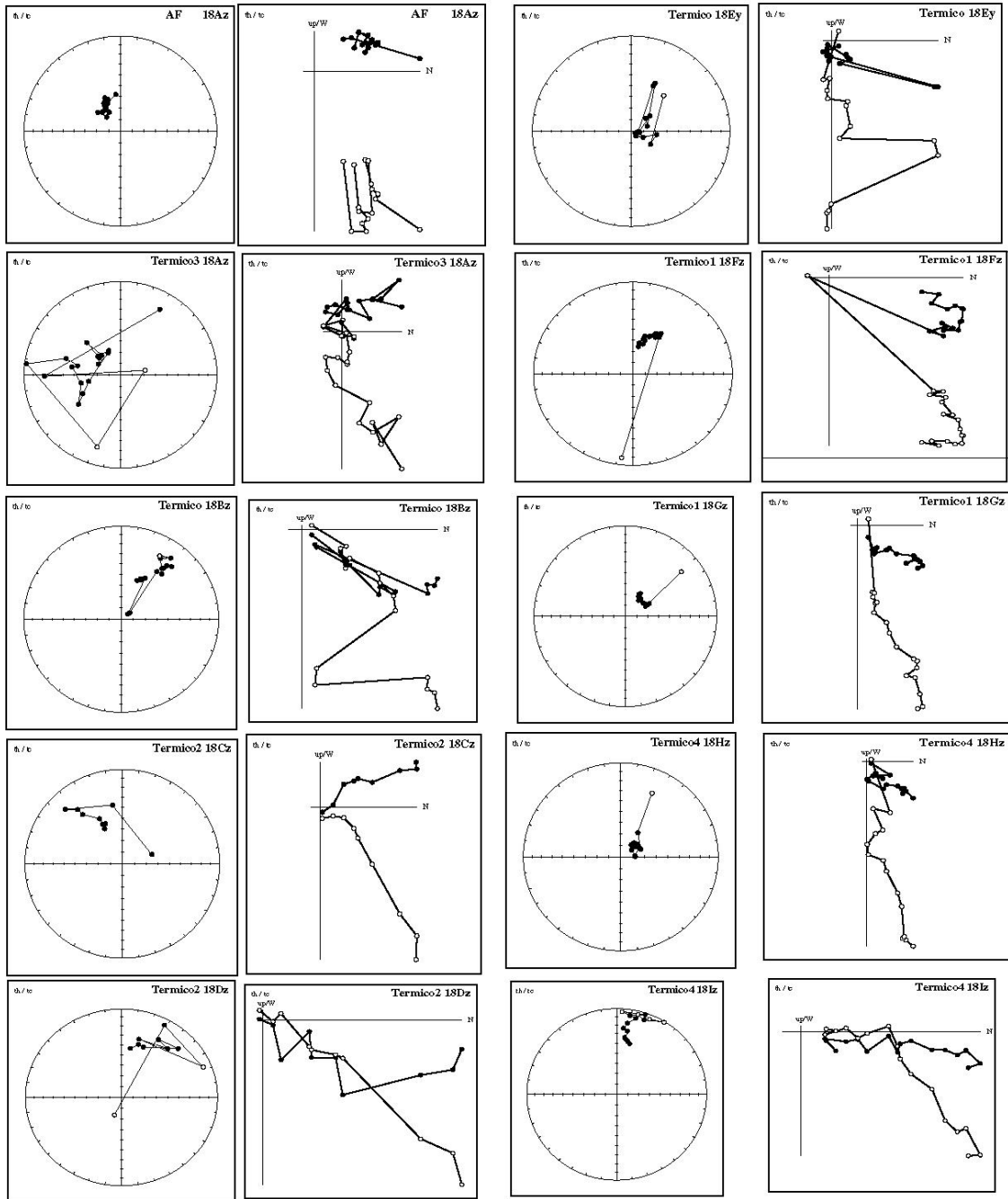
sitio 16



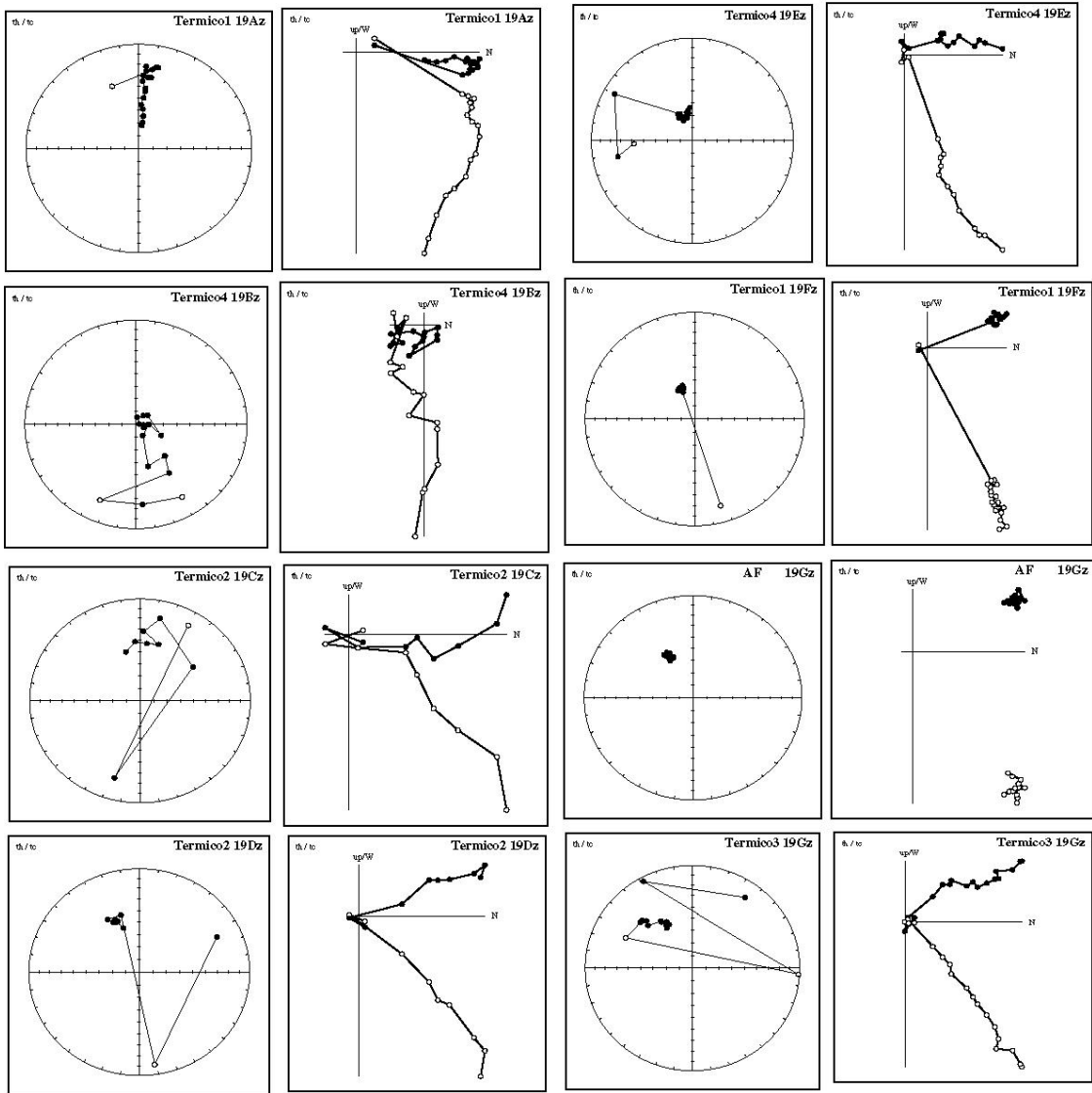
sitio 17



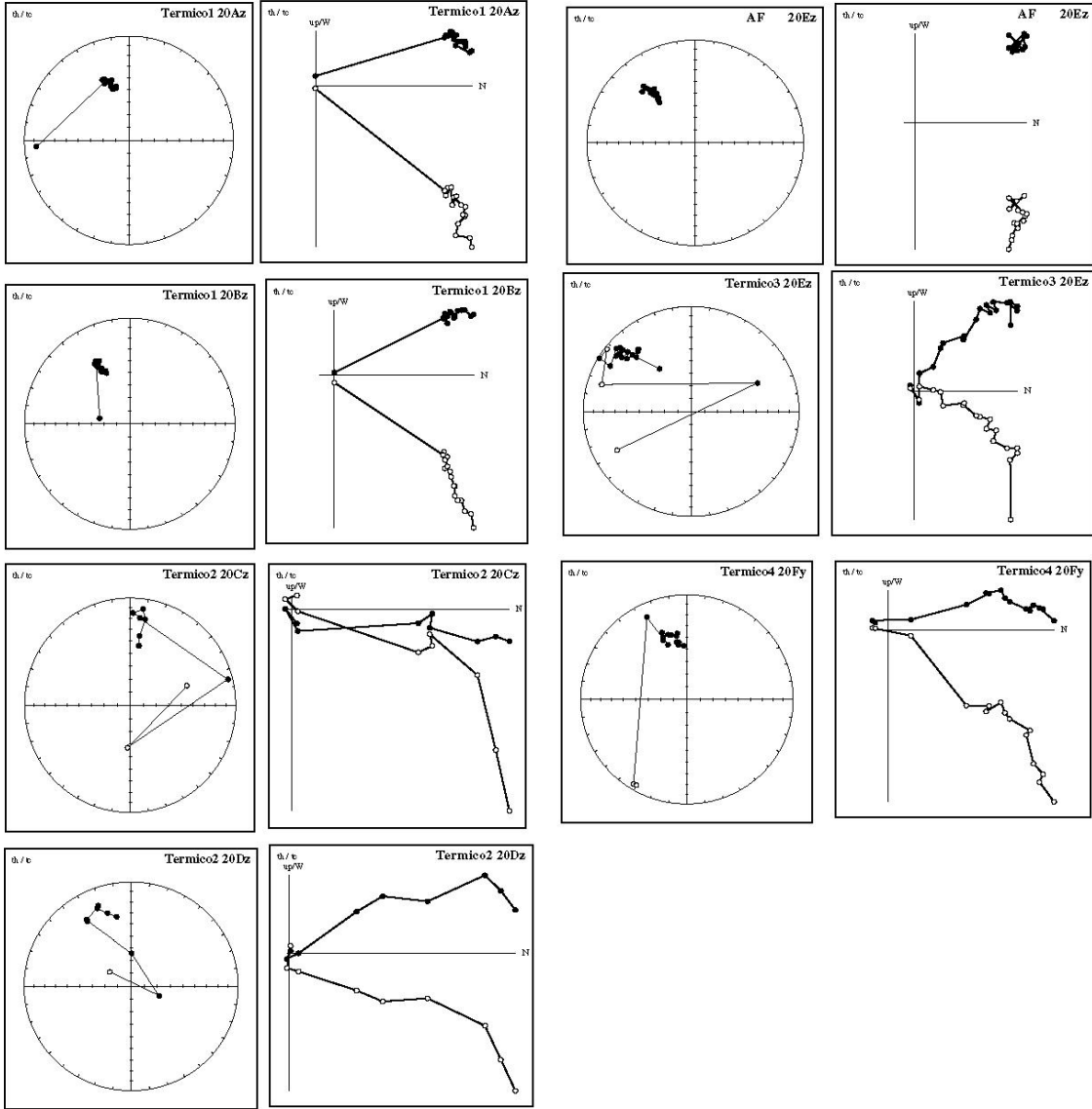
sitio 18



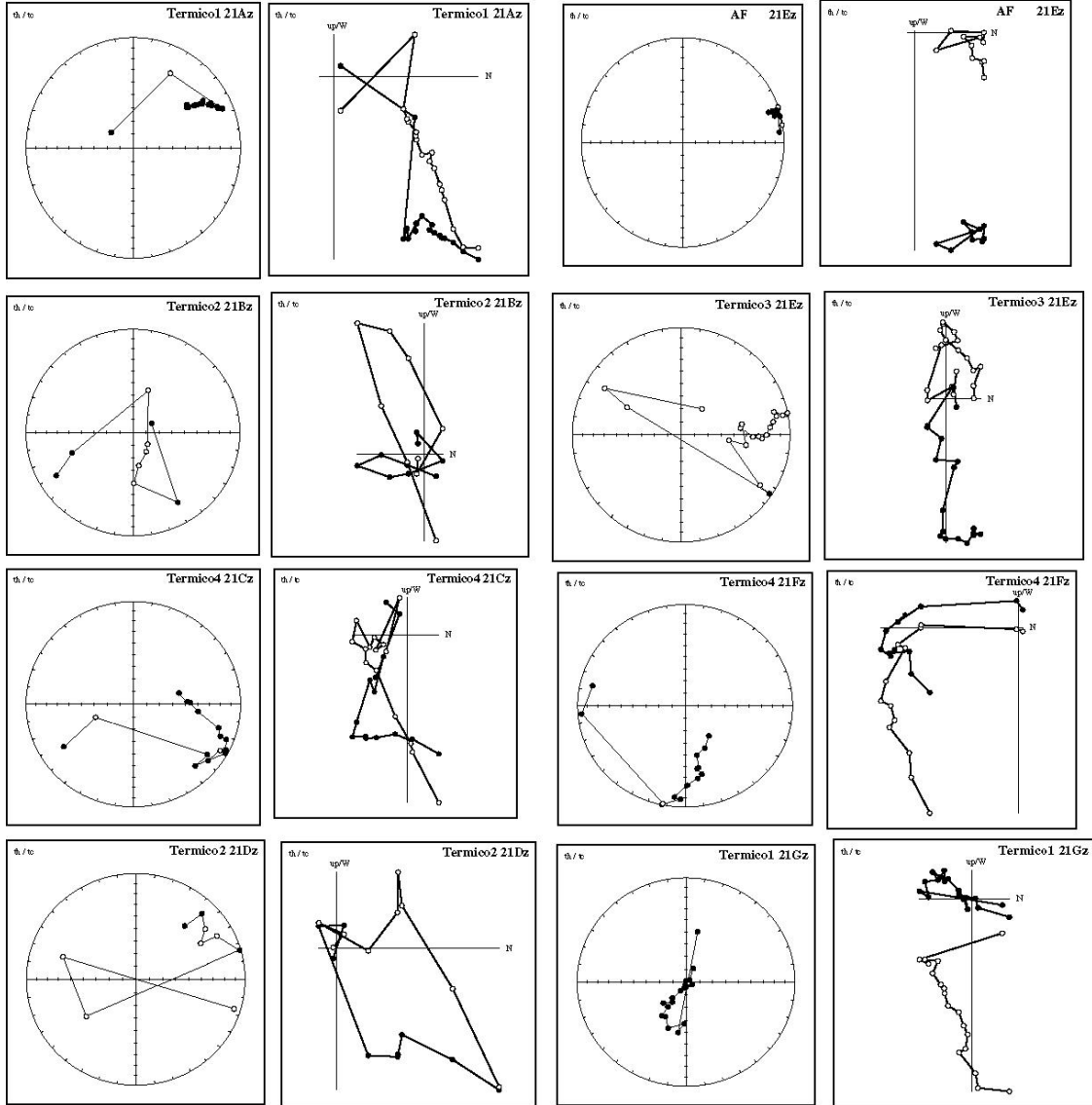
sito 19



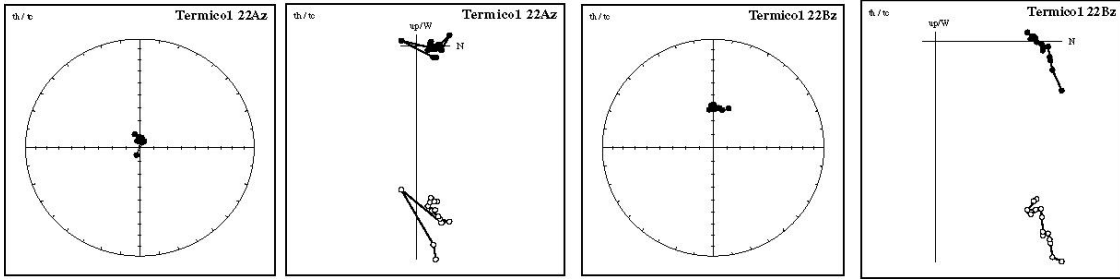
sitio 20



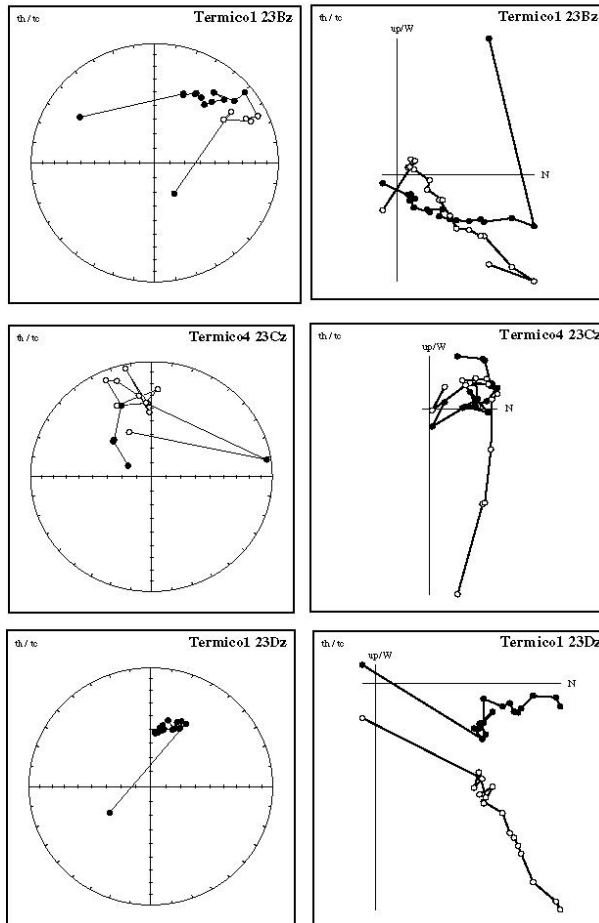
sitio 21



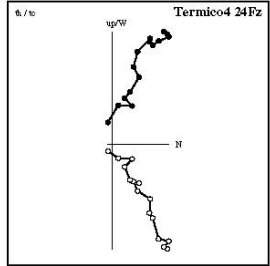
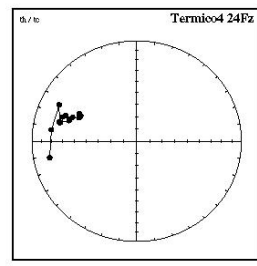
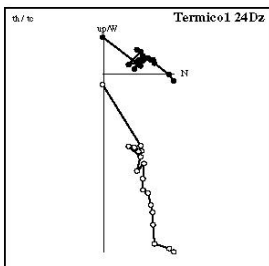
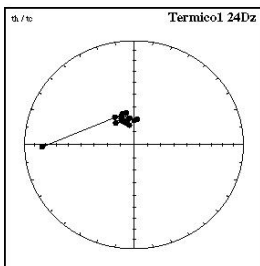
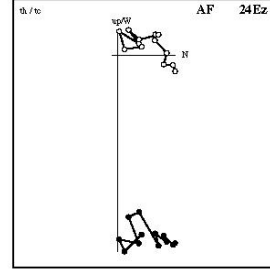
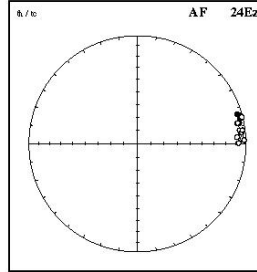
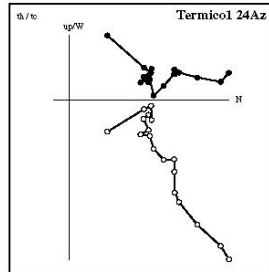
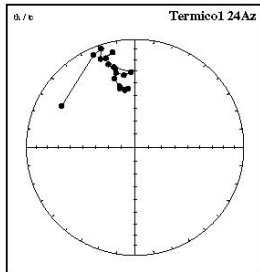
sitio 22



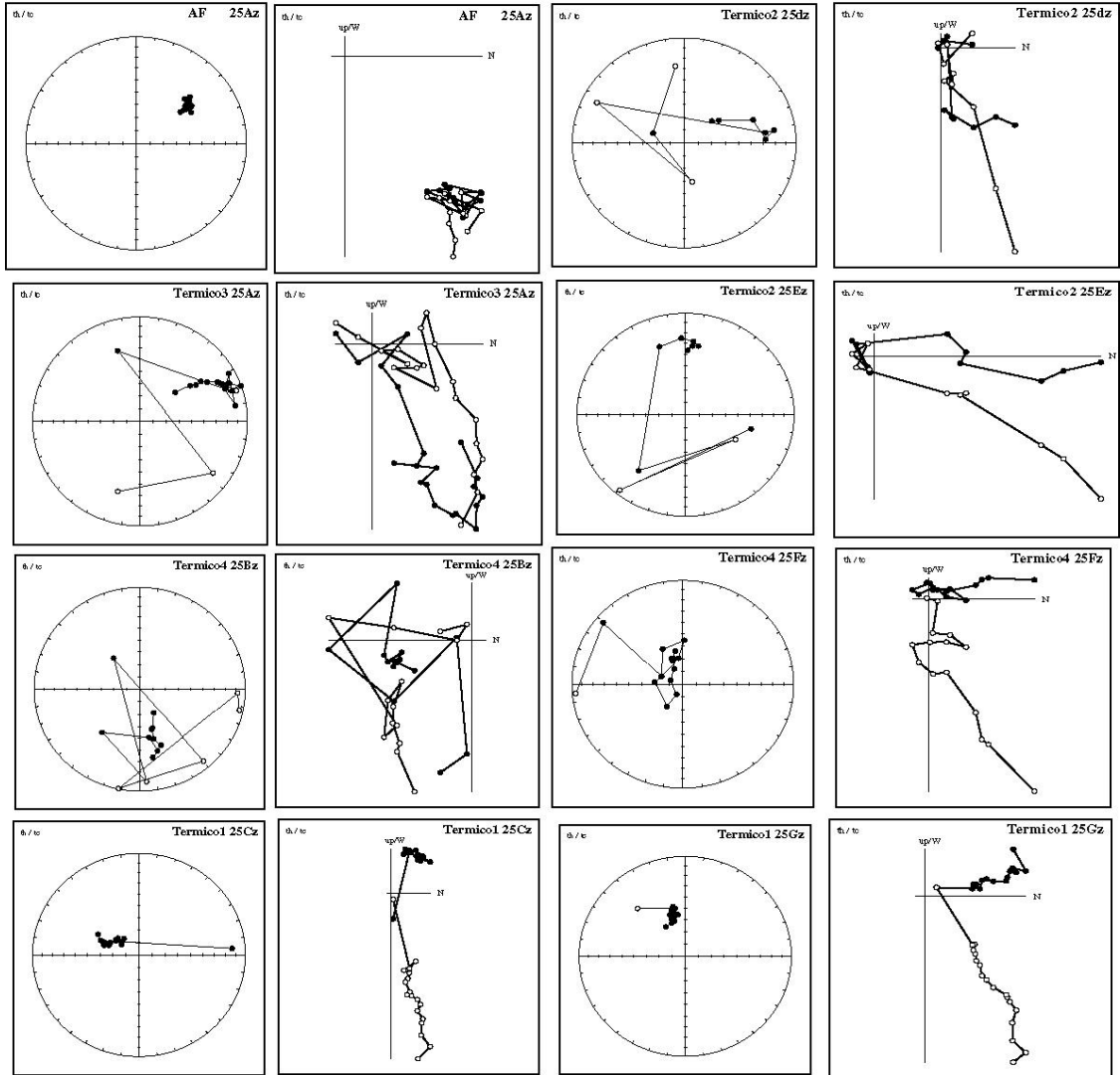
sitio 23



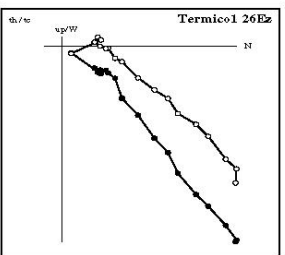
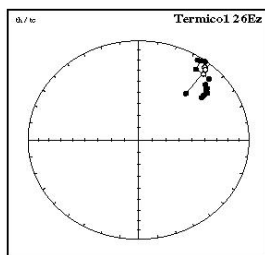
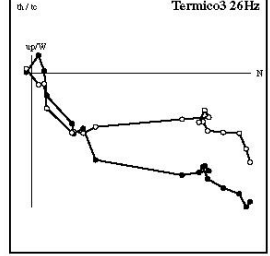
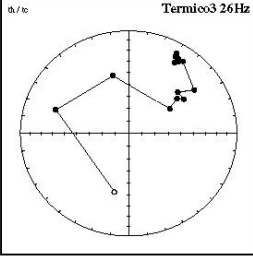
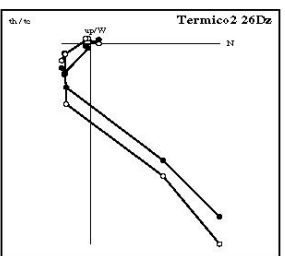
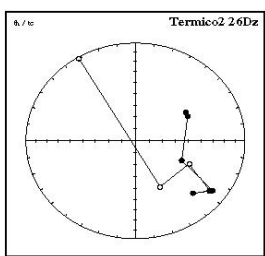
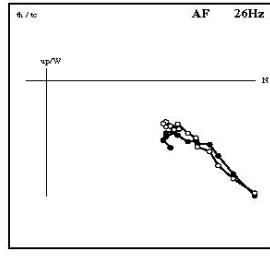
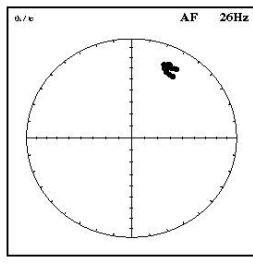
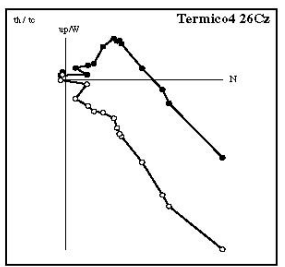
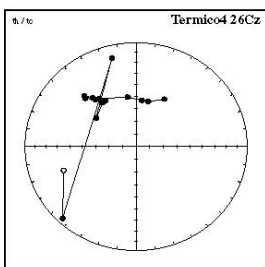
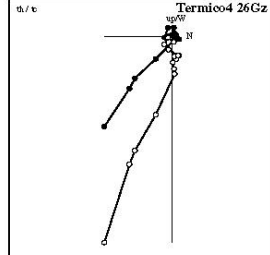
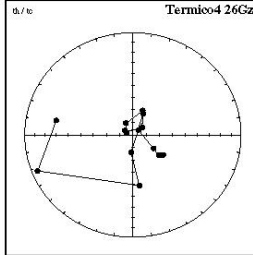
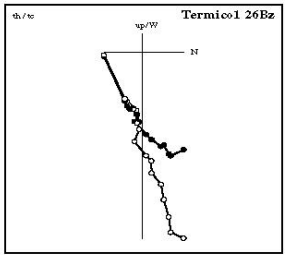
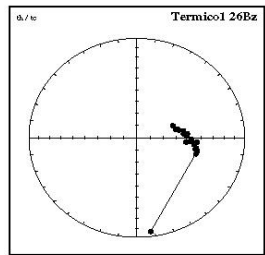
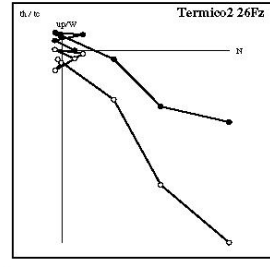
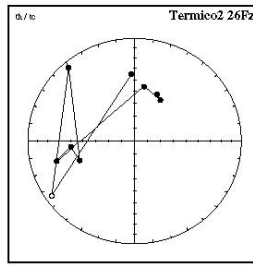
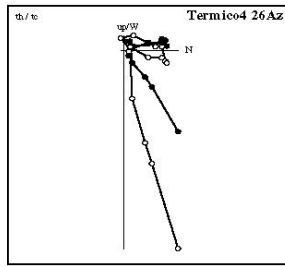
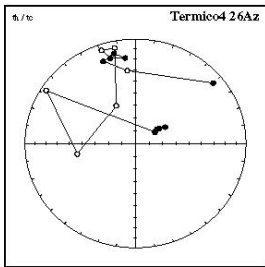
sitio 24



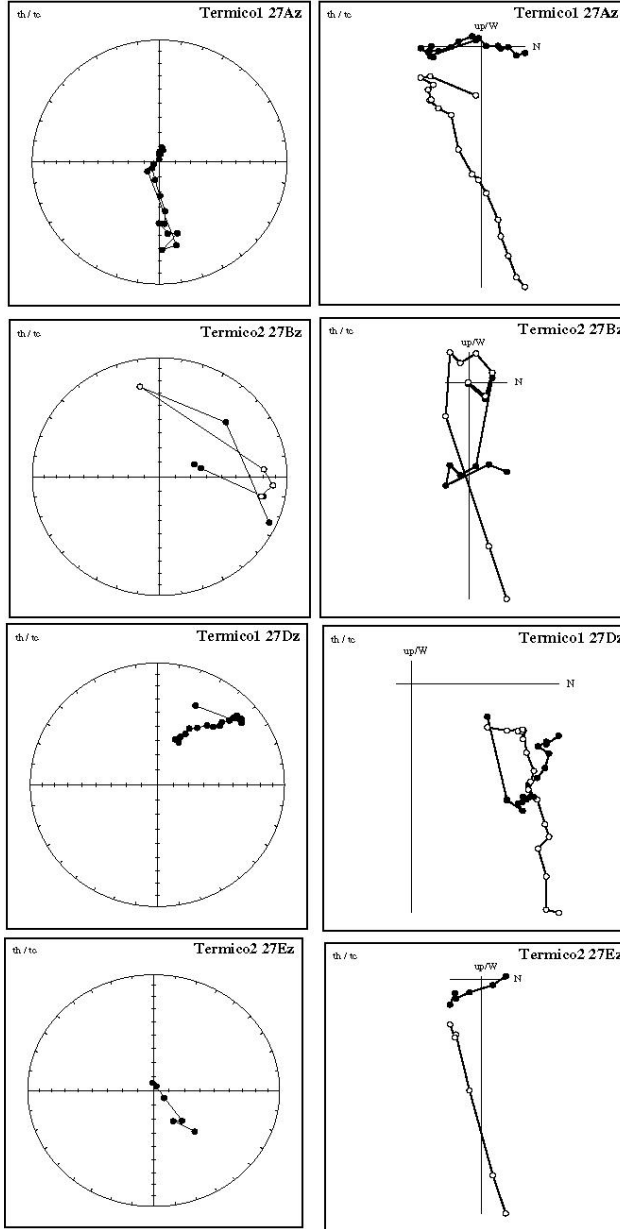
sitio 25



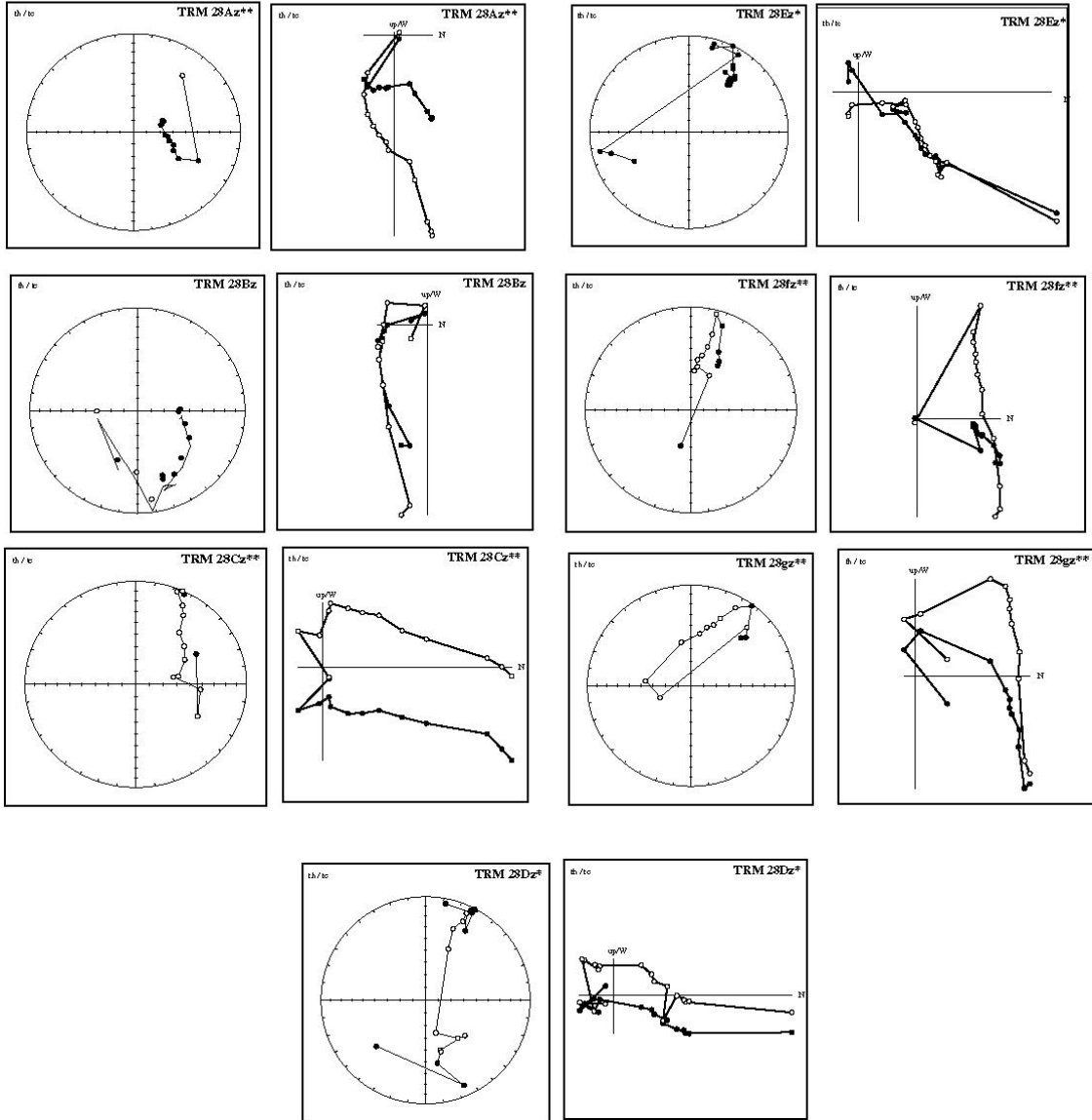
sitio 26



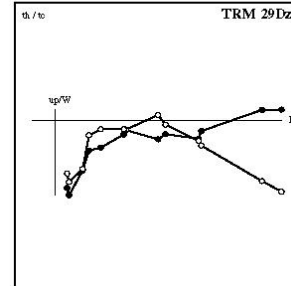
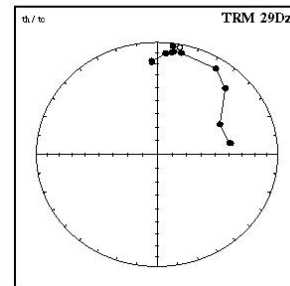
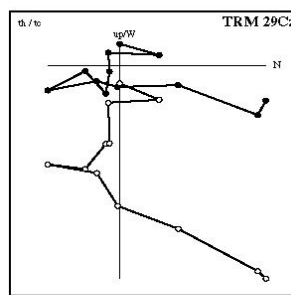
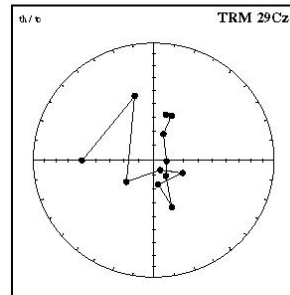
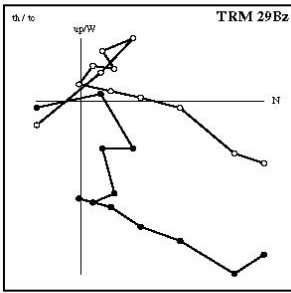
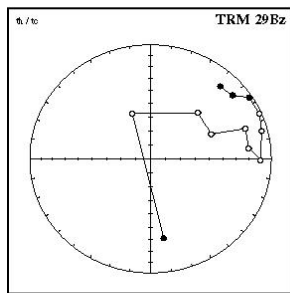
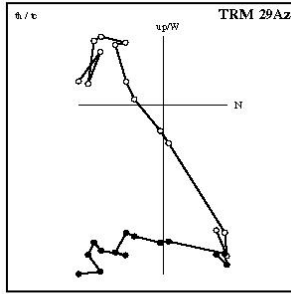
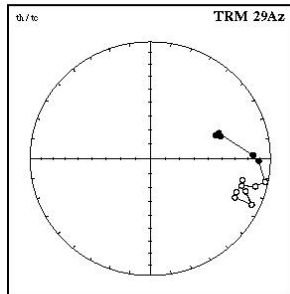
sitio 27



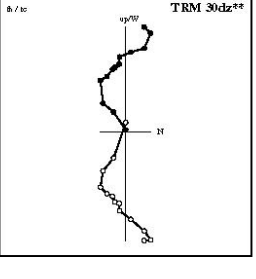
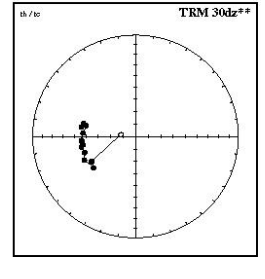
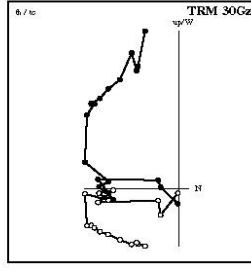
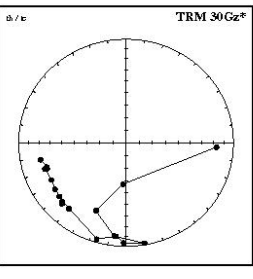
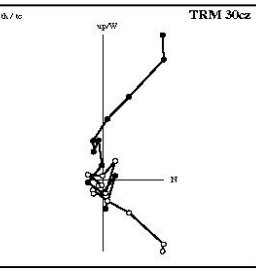
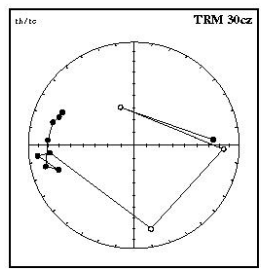
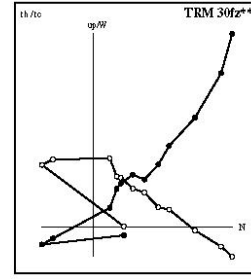
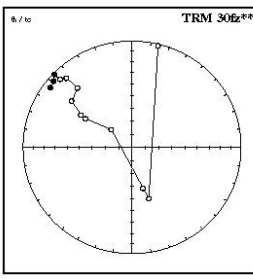
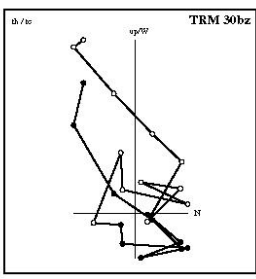
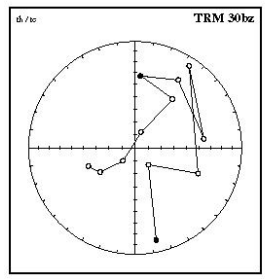
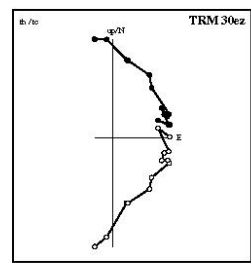
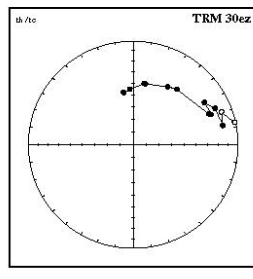
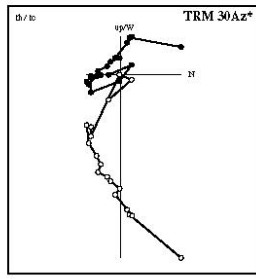
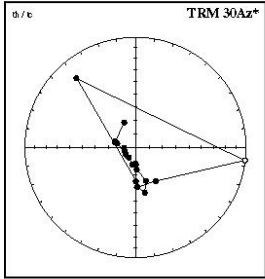
sito 28



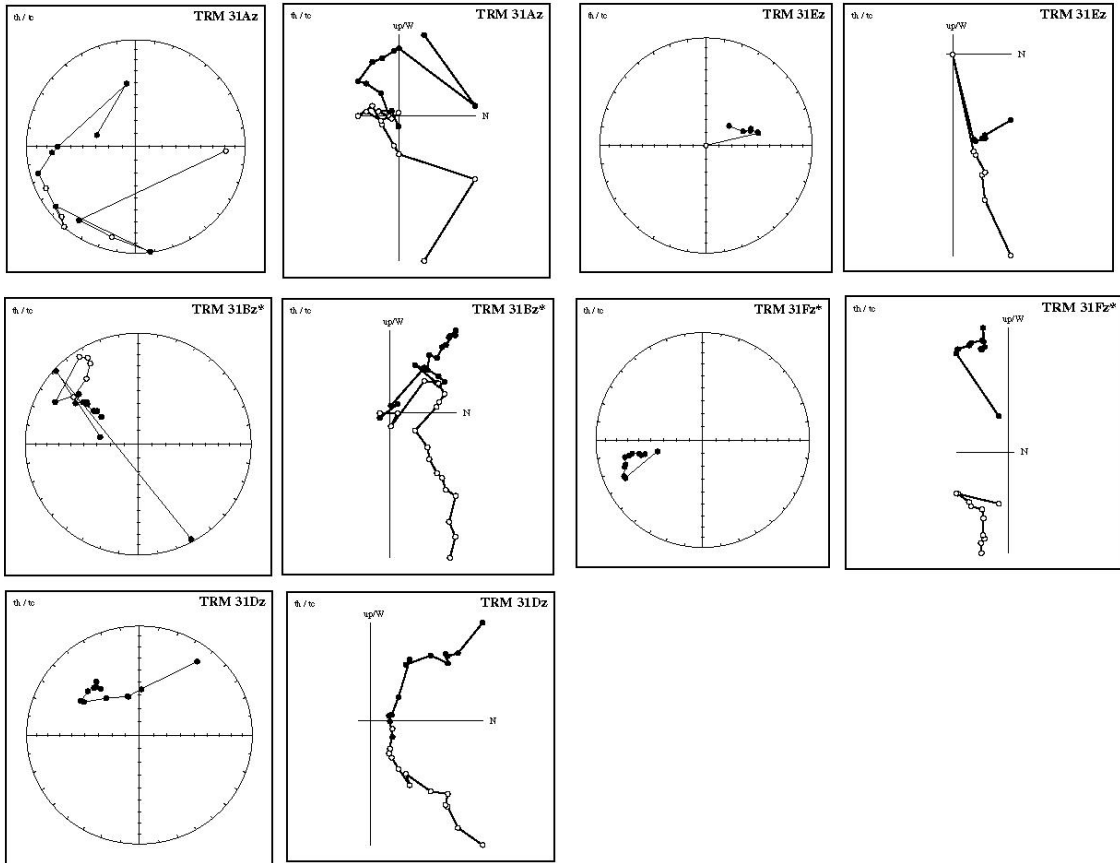
sitio 29



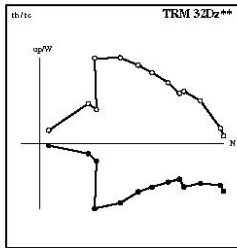
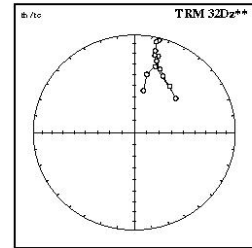
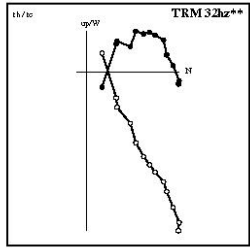
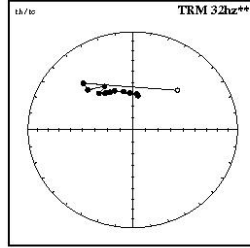
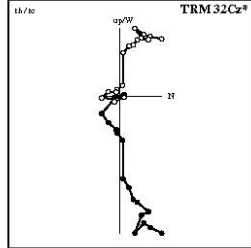
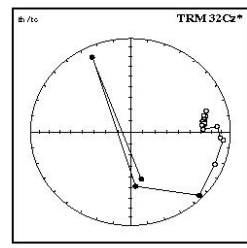
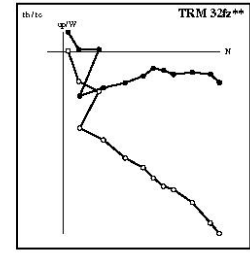
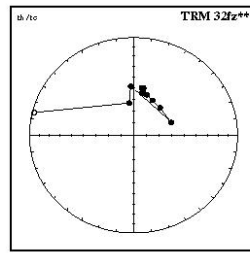
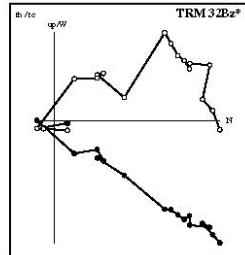
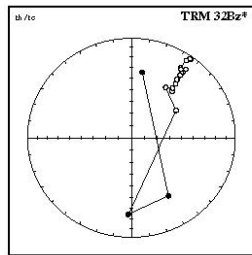
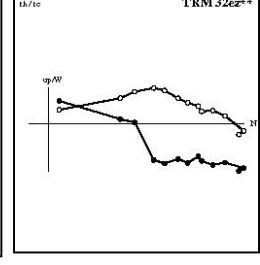
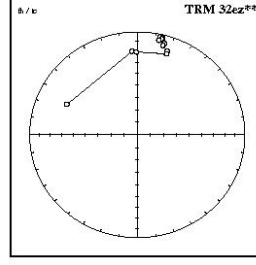
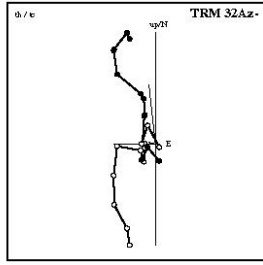
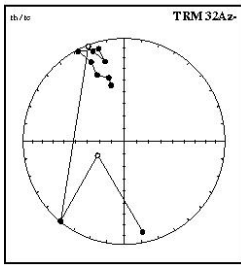
sitio 30



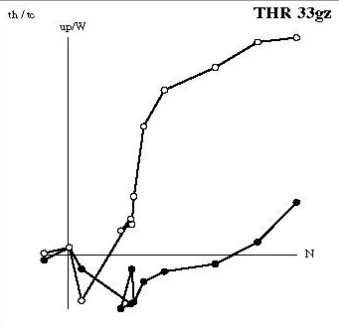
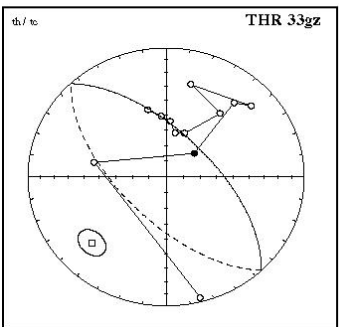
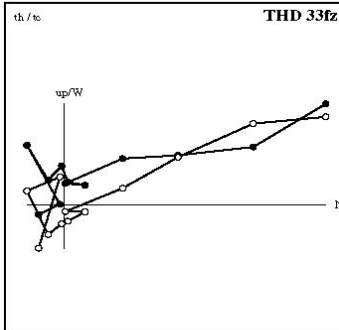
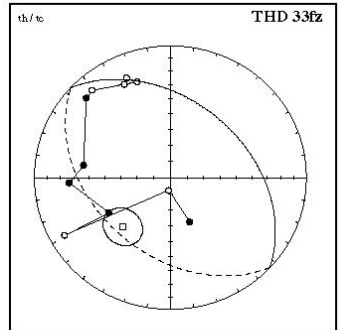
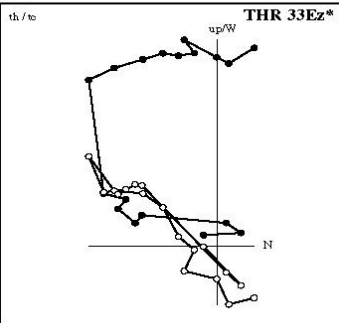
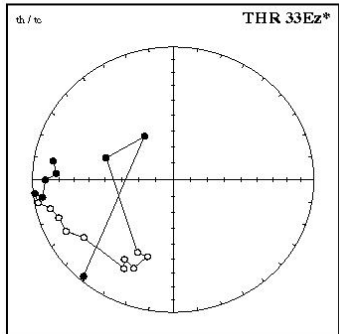
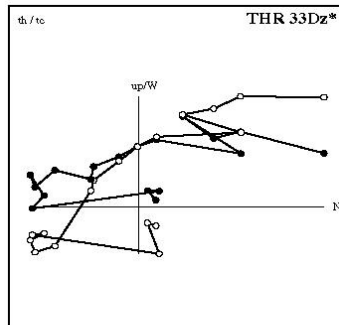
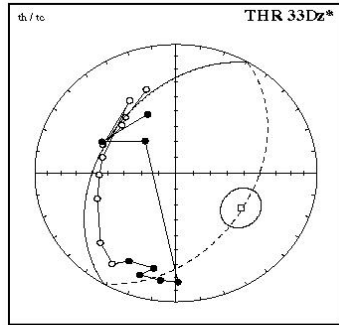
sitio 31



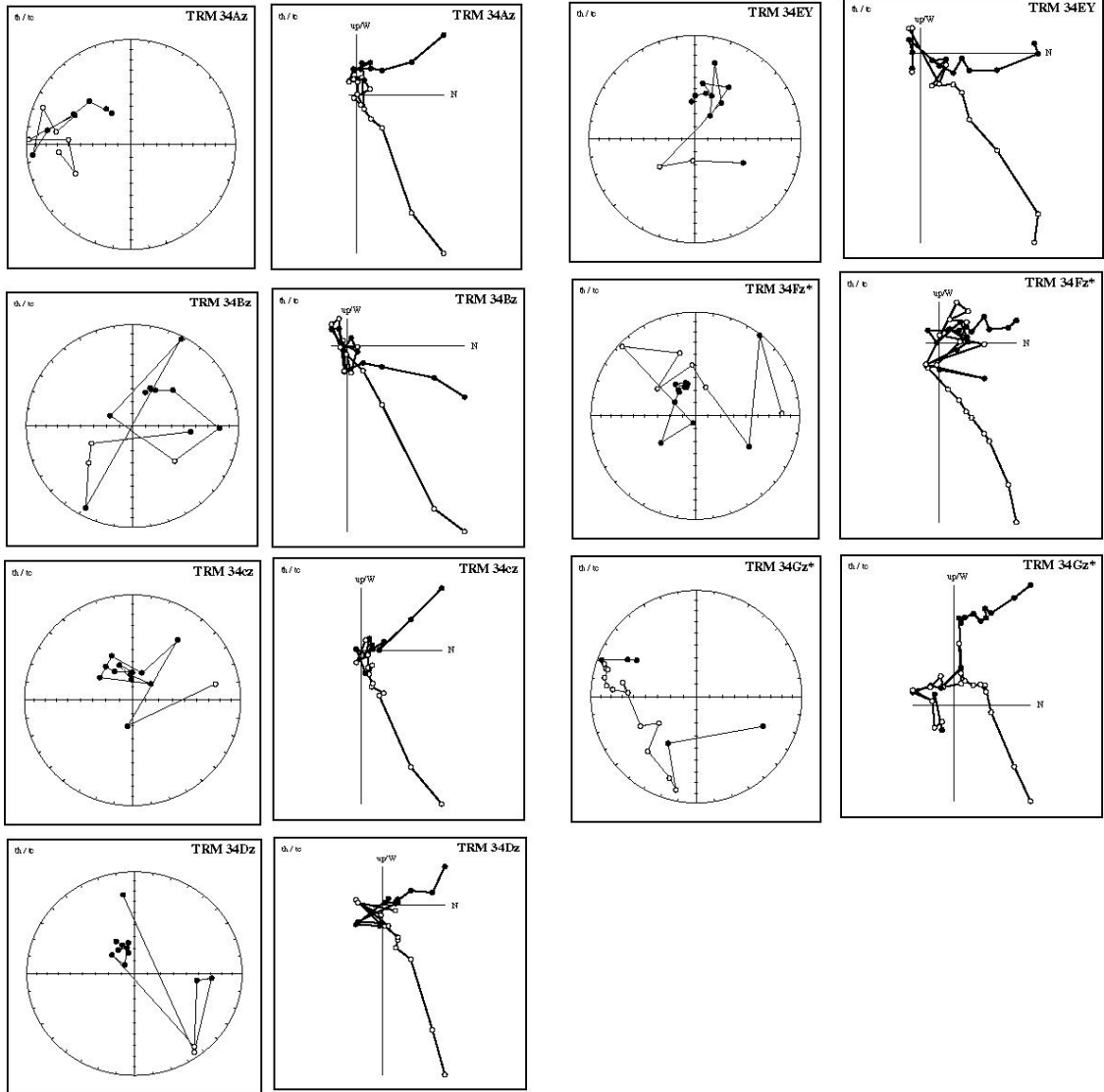
sitio 32



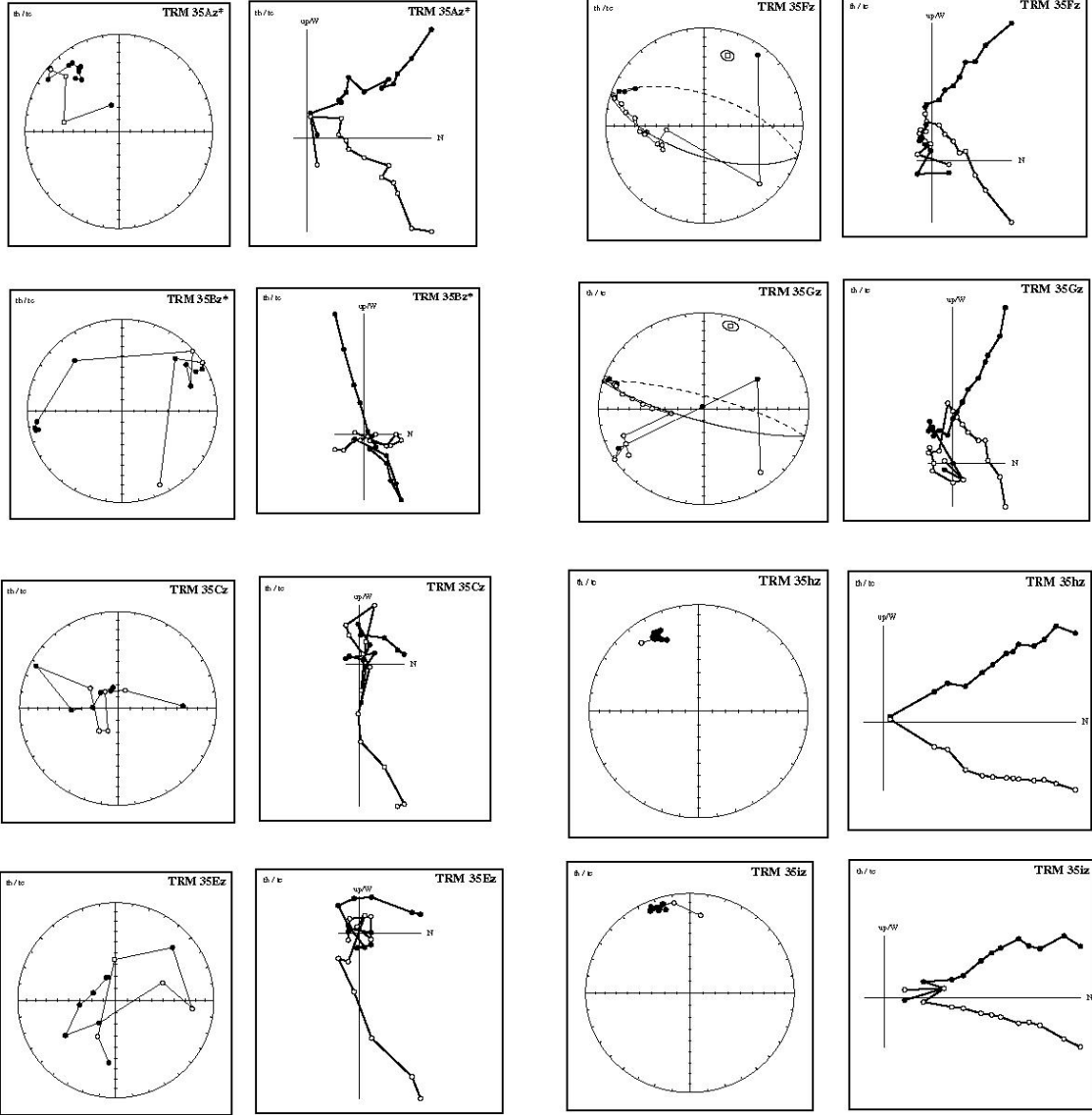
sitio 33



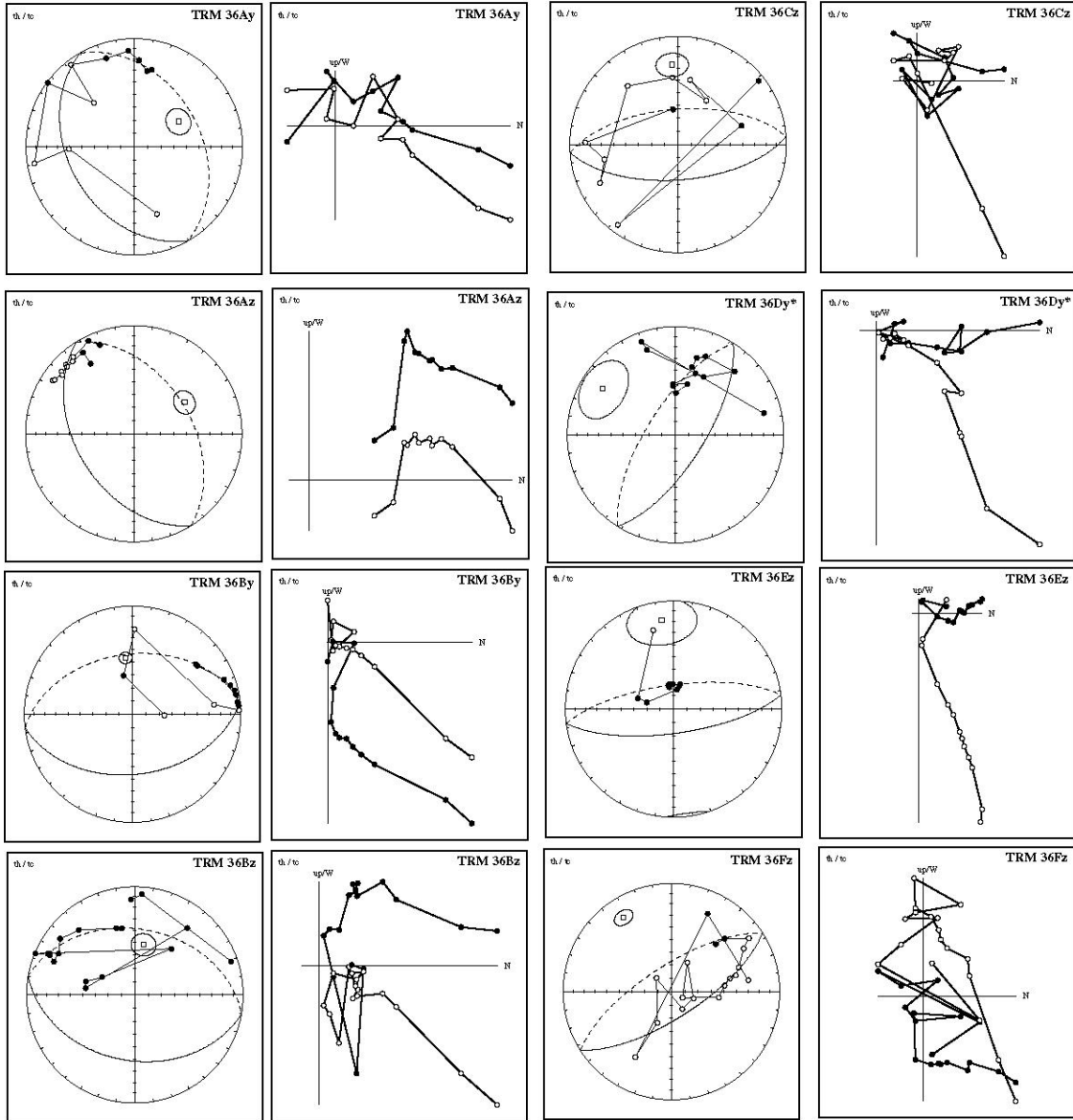
sitio 34



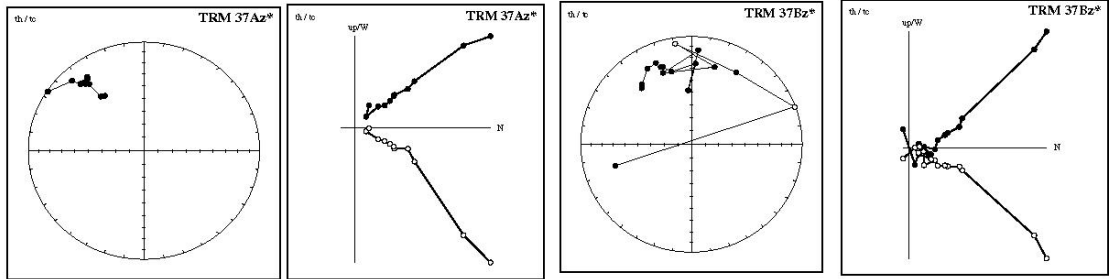
sito 35



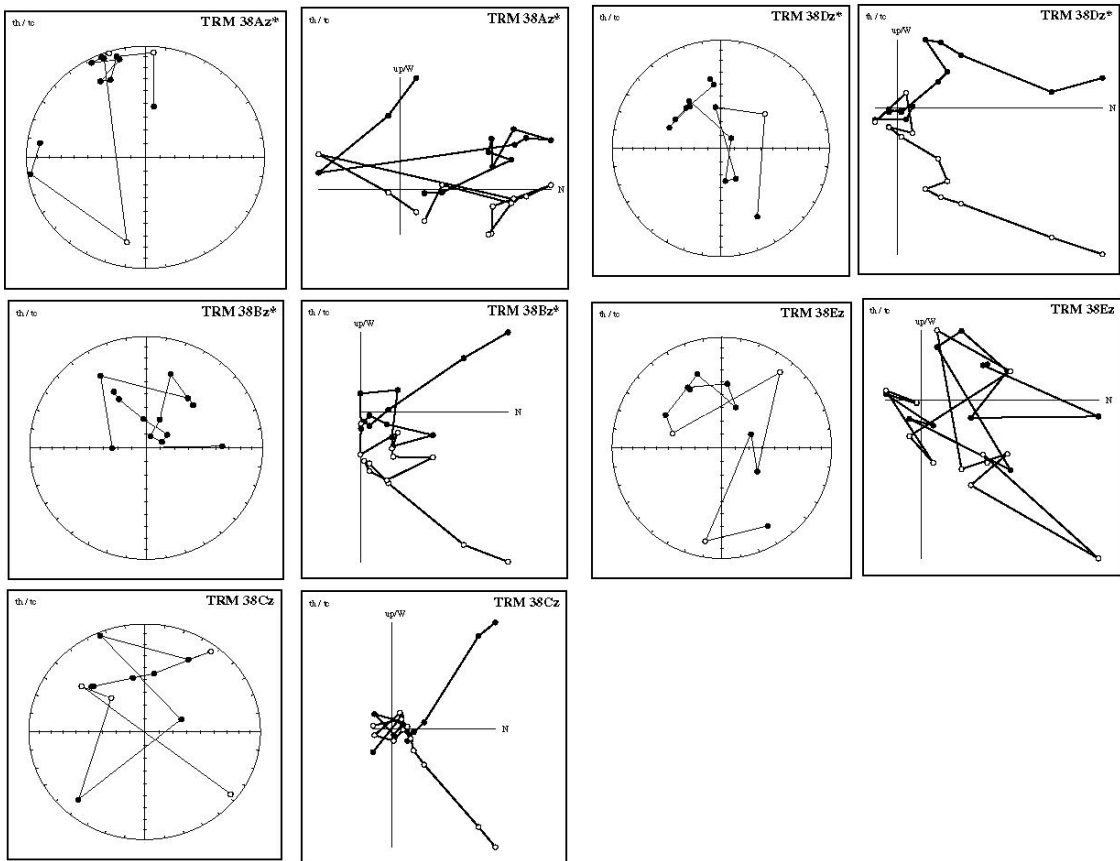
sito 36



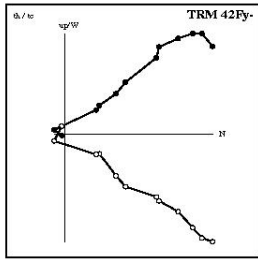
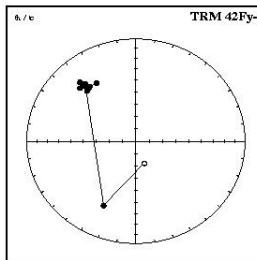
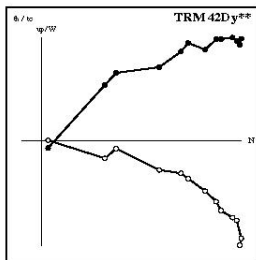
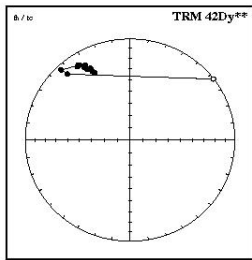
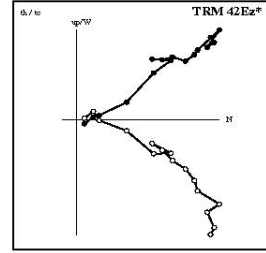
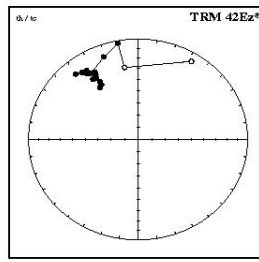
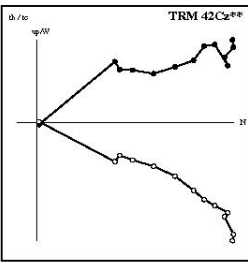
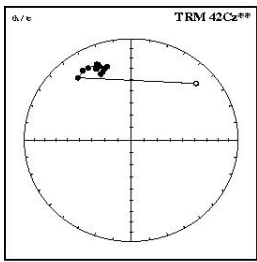
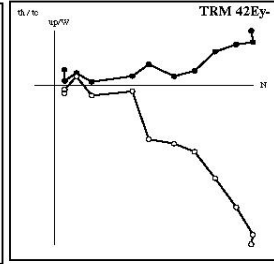
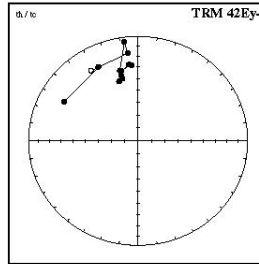
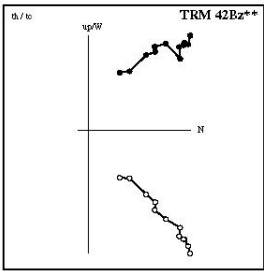
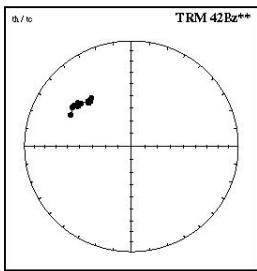
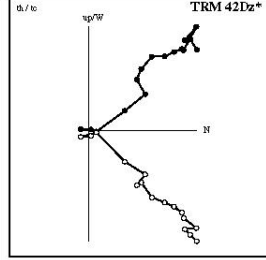
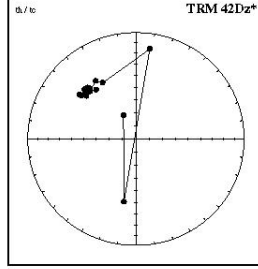
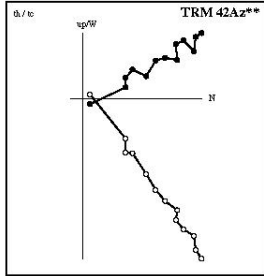
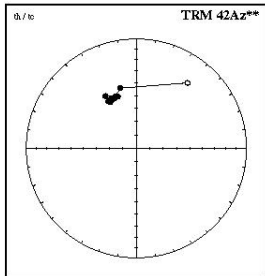
sitio 37



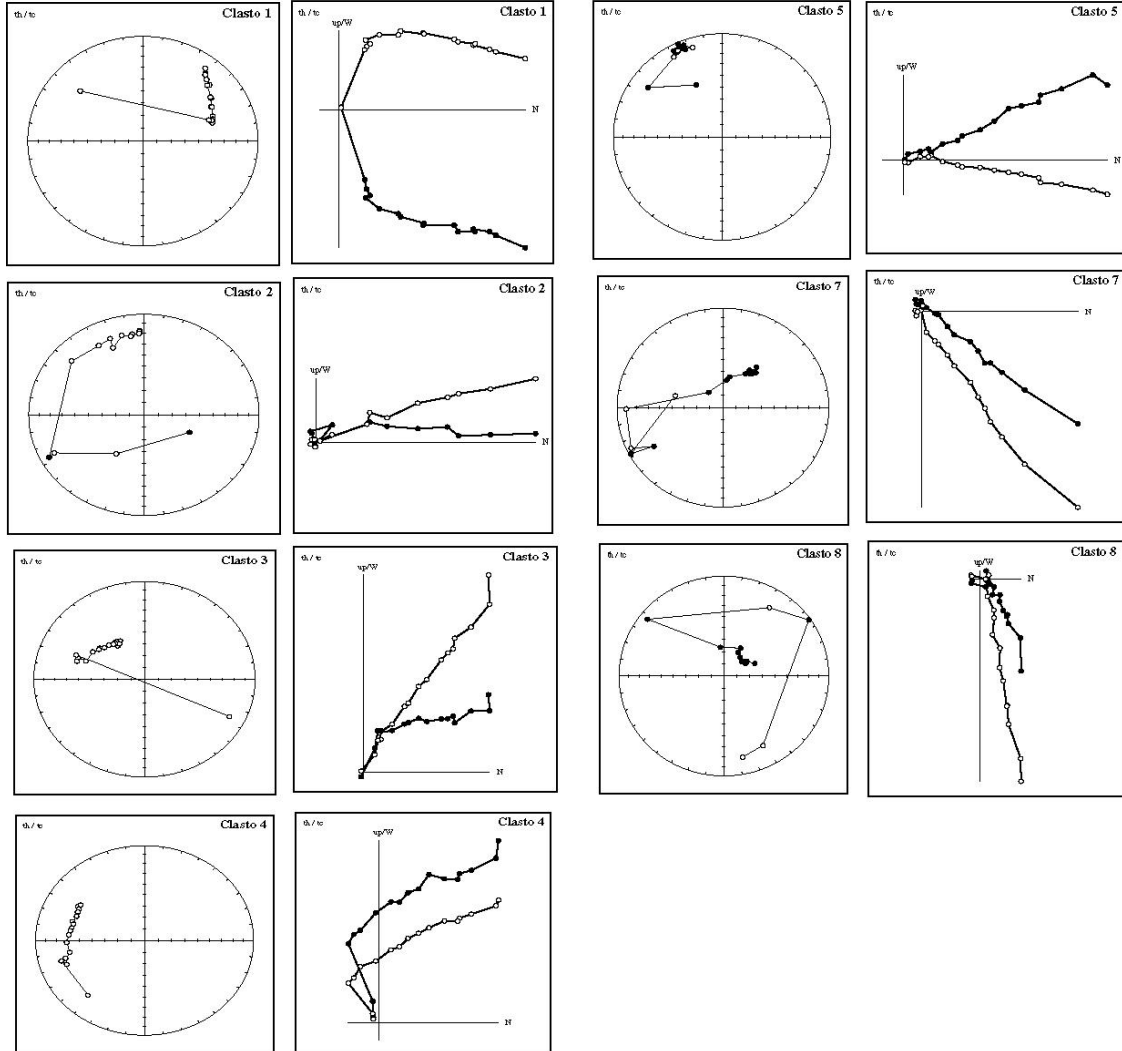
sitio 38



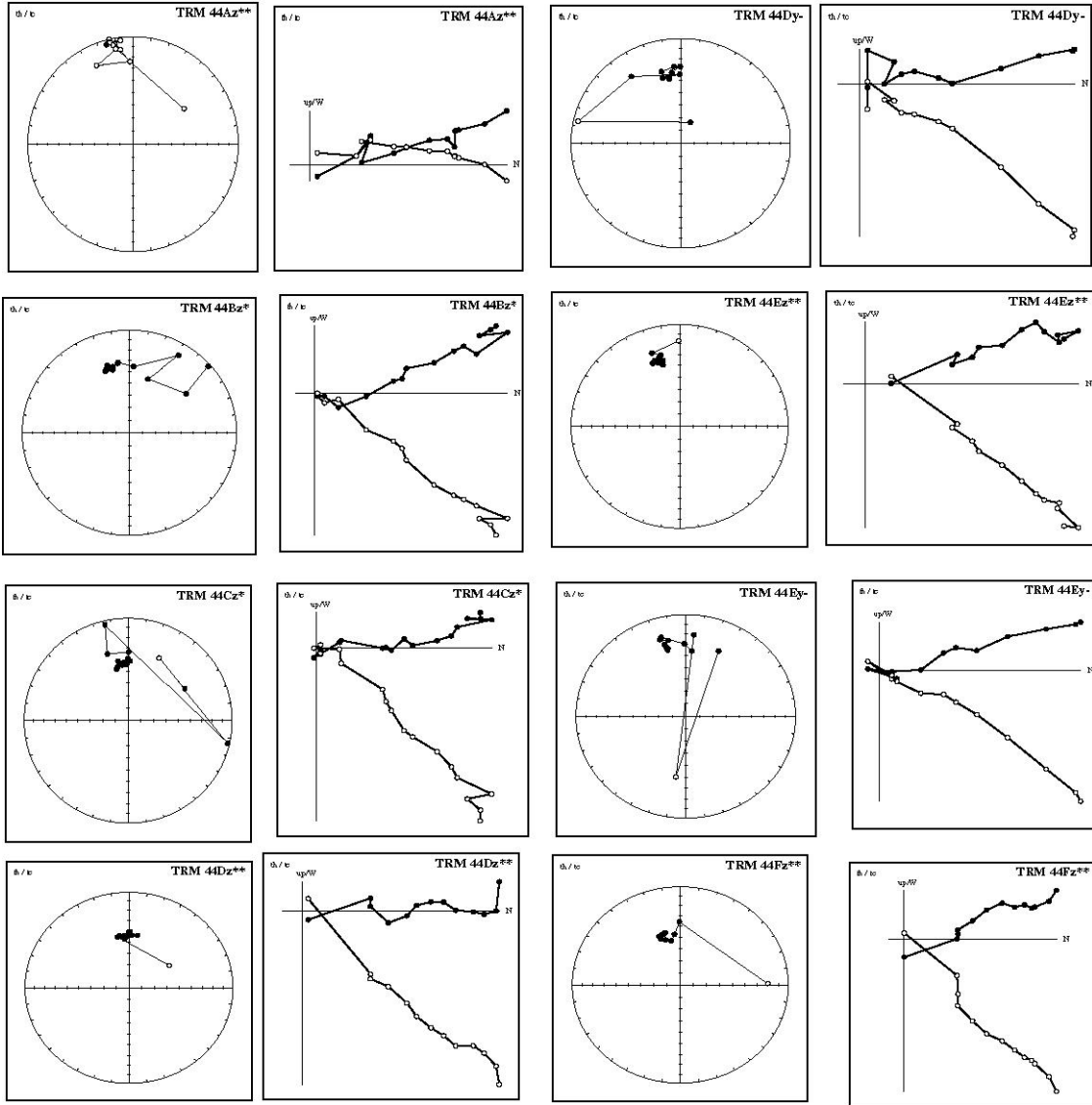
Sitio 42



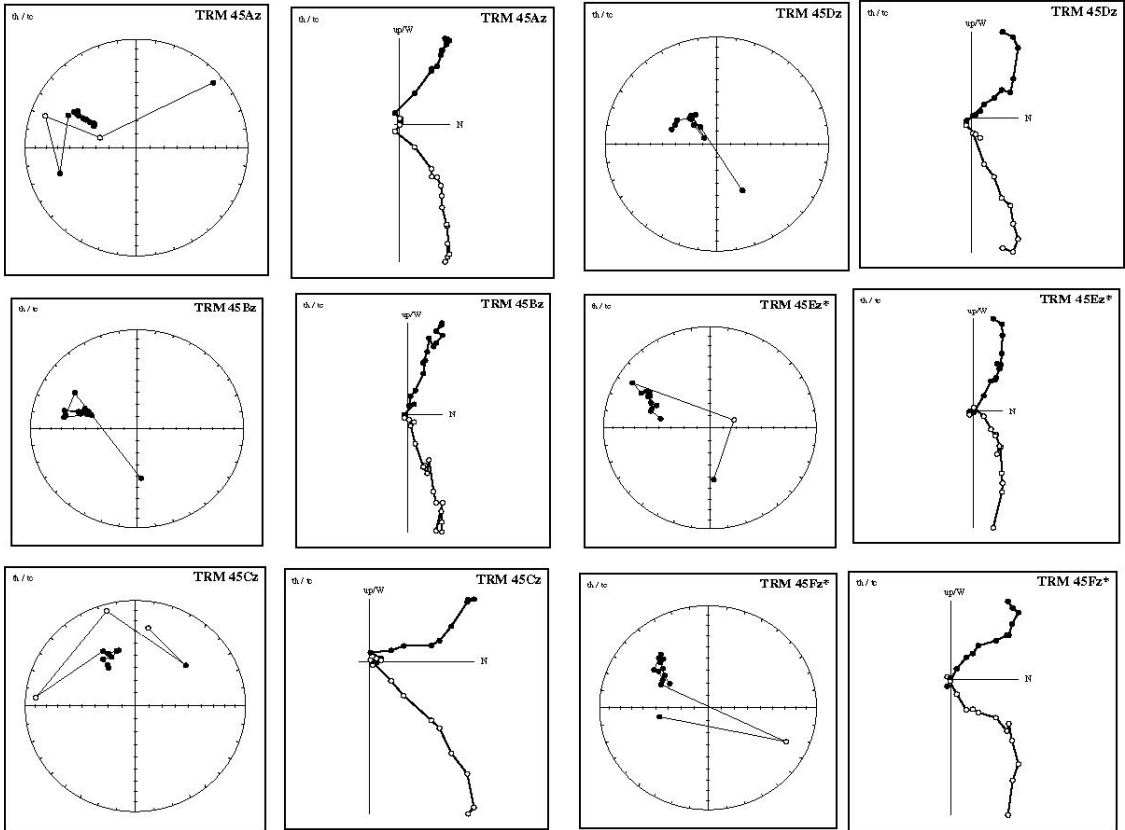
sitio 43
(prueba del conglomerado)



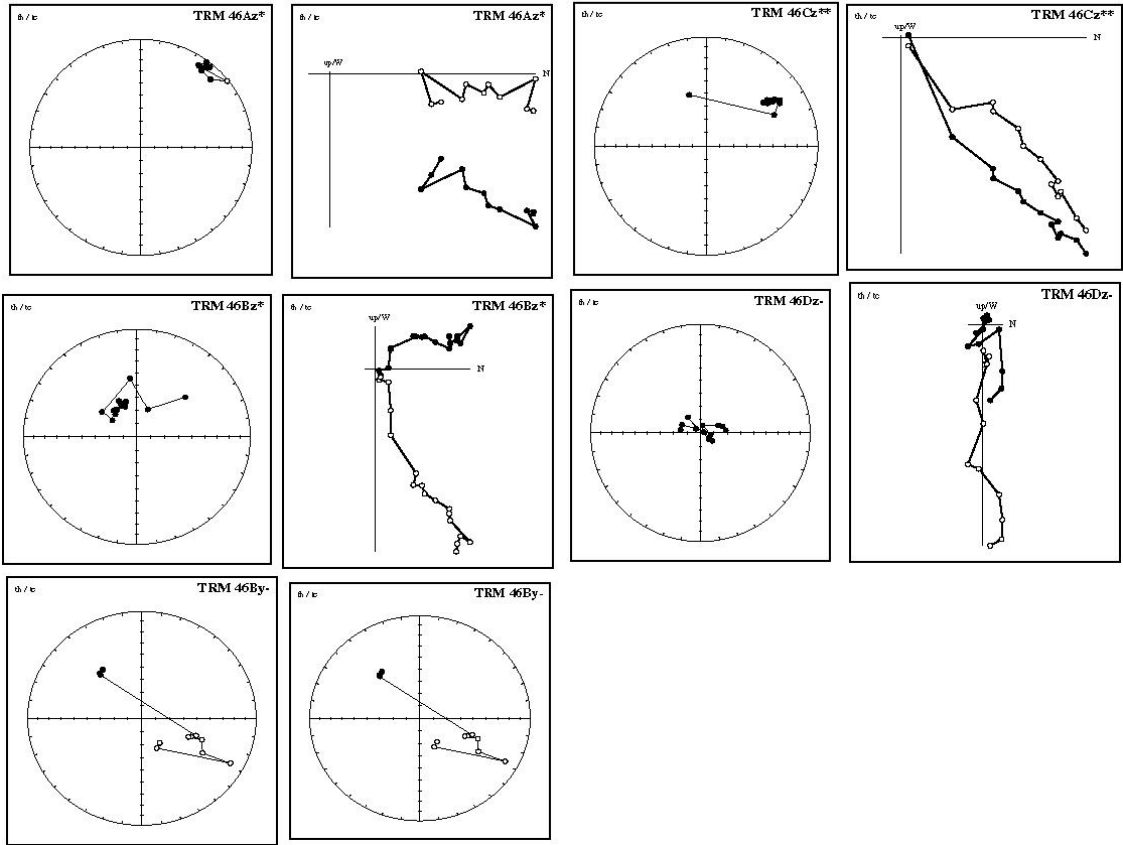
sitio 44



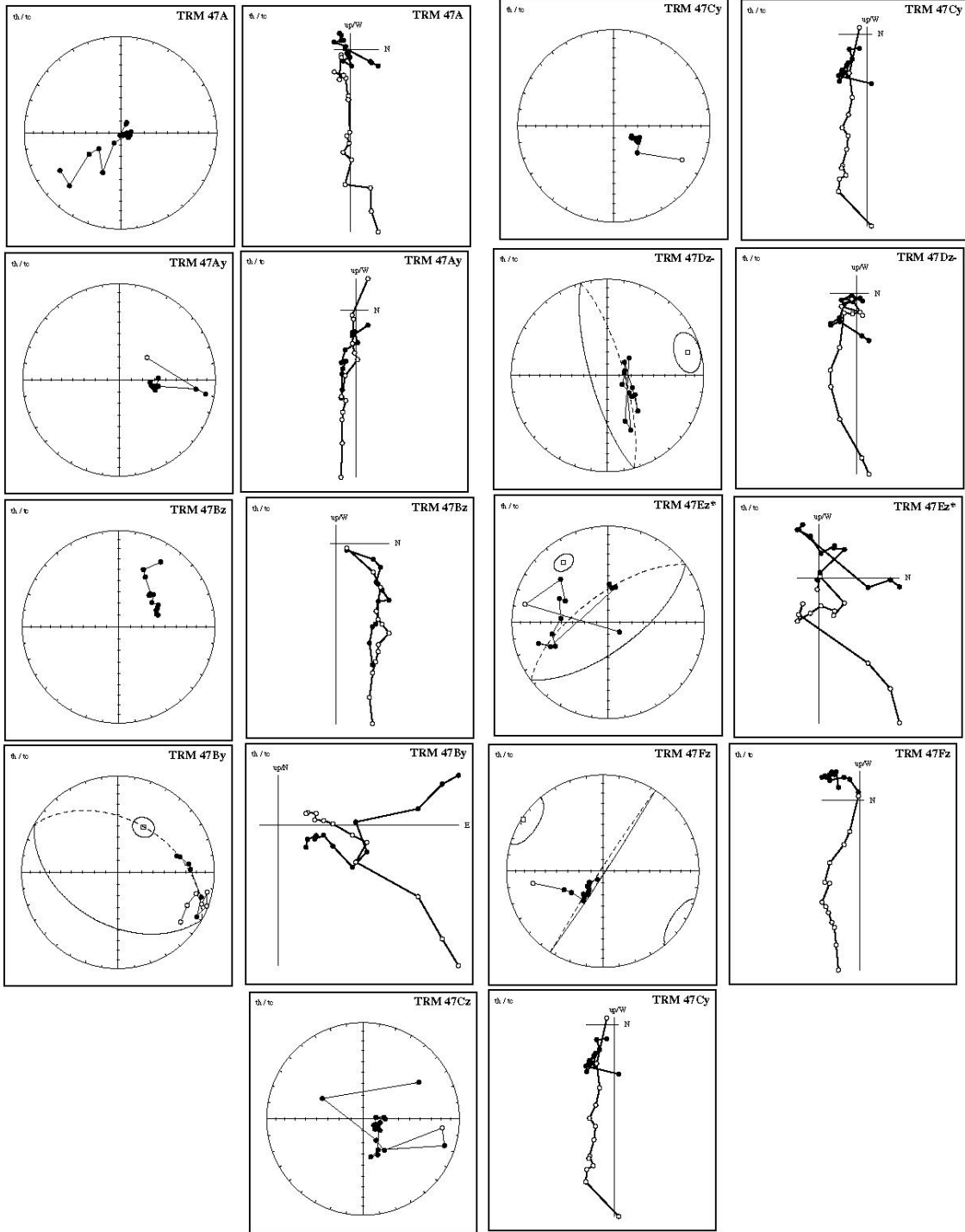
sito 45



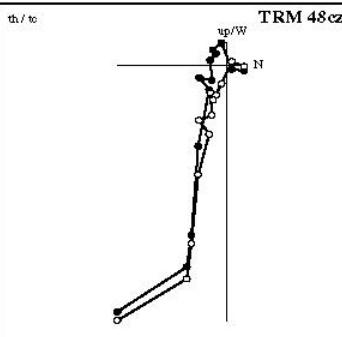
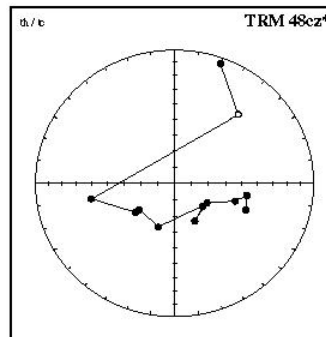
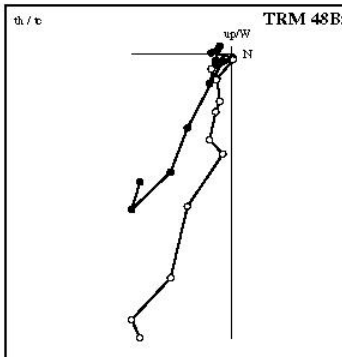
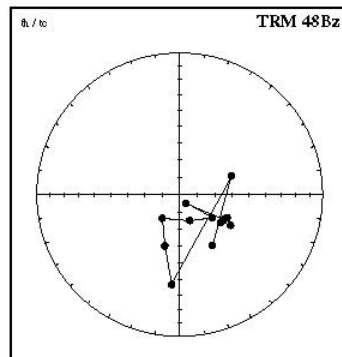
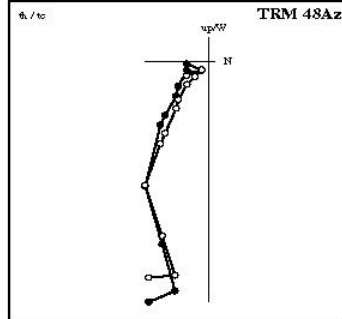
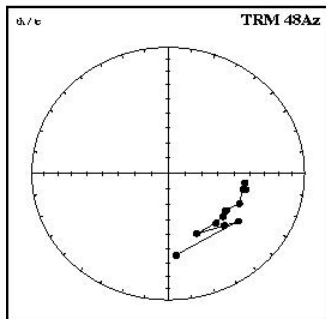
sitio 46



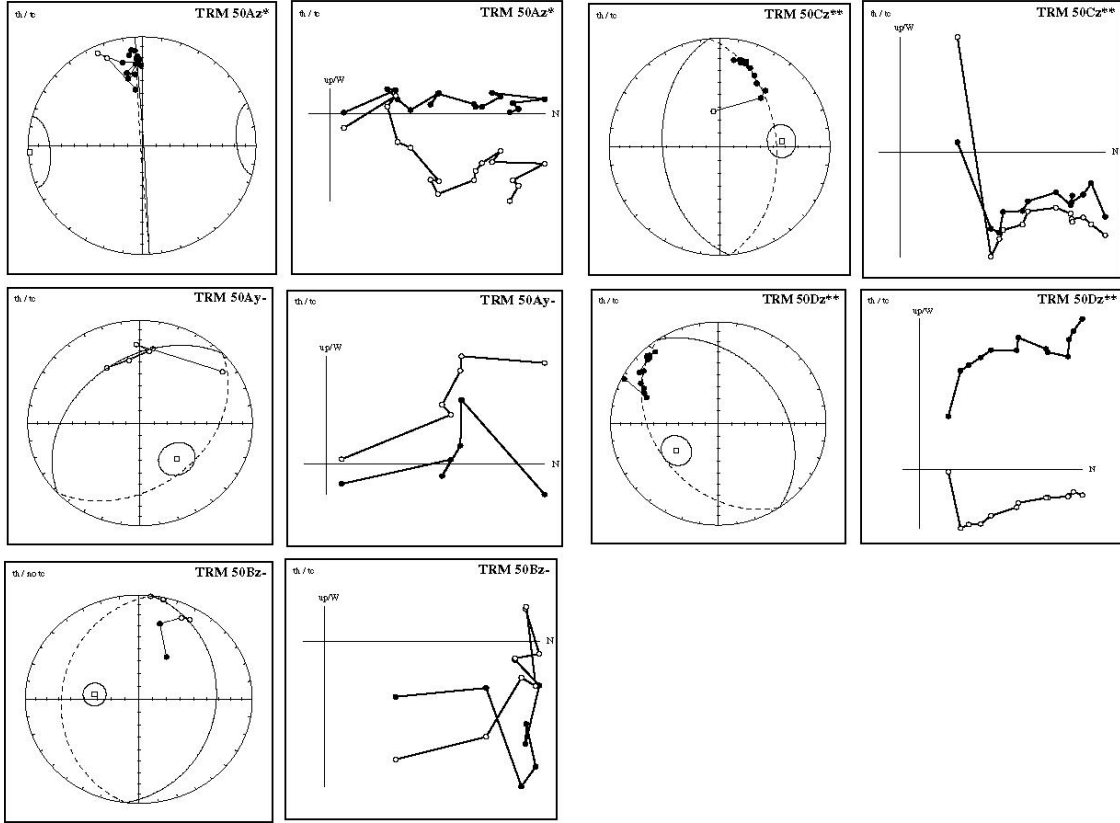
sitio 47



sitio 48



sitio 50



sitio 52

