



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

**GEOLOGÍA Y PALEOMAGNETISMO
DE LA PORCIÓN CENTRO - ORIENTAL DEL
ESTADO DE CHIHUAHUA, MÉXICO:
DEFINICIÓN DEL LINEAMIENTO DELICIAS – MULATO**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE

DOCTOR EN CIENCIAS

P R E S E N T A

M. C. MIGUEL FRANCO RUBIO

**ASESOR DE TESIS
DR. LUIS MANUEL ALVA VALDIVIA**

MÉXICO, D.F.

2007

DEDICATORIA

La presente tesis doctoral es dedicada

a mis **Padres**,

María, amorosa madre e incansable luchadora, representa la fuerza y entereza en mi formación desde la niñez.

Miguel, quién representó el dominio del valor interno ante la adversidad.

a mis **Hermanos**, en especial

María del Carmen, y

Leonardo Renán

a mis **Hijos**,

Helda Eunice,

Berenice,

Miguel,

Alexandro

También, mi dedicatoria al profesor cuyo ejemplo de superación en la investigación y en la docencia, han sido luz guiadora por su capacidad científica y generosidad en la transmisión de conocimientos para tantas generaciones de Ciencias de La Tierra de la Universidad Nacional Autónoma de México

Con admiración y gratitud para

Dr. Zoltan de Cserna de Gömbös

• DEDICATORIA		ii
• ÍNDICE DE TABLAS		x
• ÍNDICE DE FIGURAS		x
• AGRADECIMIENTOS		xix
• RESUMEN		xxiii
1. INTRODUCCIÓN		001
2. LINEAMIENTO DELICIAS-MULATO		005
3. ANTECEDENTES		009
4. GEOLOGÍA DE LA REGIÓN INVOLUCRADA EN LA DEFINICIÓN DEL LINEAMIENTO DELICIAS-MULATO		011
4. 1. Estratigrafía		014
4. 1. 1. Rasgos estratigráficos septentrionales al lineamiento		018
4. 1. 1. 1. Precámbrico		018
4. 1. 1. 2. Paleozoico		024
4. 1. 1. 2. 1. Región Noroeste del Estado de Chihuahua		028
4. 1. 1. 2. 1. 1. Pozo Chinos-1		028
4. 1. 1. 2. 1. 2. Caliza Escabrosa		033
4. 1. 1. 2. 1. 3. Formación Paradise		033
4. 1. 1. 2. 1. 4. Caliza Horquilla		034
4. 1. 1. 2. 1. 5. Formación Earp		036
4. 1. 1. 2. 1. 6. Caliza Colina		036
4. 1. 1. 2. 1. 7. Dolomita Epitaph		037
4. 1. 1. 2. 1. 8. Formación Scherrer		037
4. 1. 1. 2. 1. 9. Formación Concha		037
4. 1. 1. 2. 2. Región Centro-Oriental del Estado de Chihuahua (norte del lineamiento)		038
4. 1. 1. 2. 2. 1. Arenisca Falomir		038

4. 1. 1. 2. 2. 2. Formación Sóstenes		039
4. 1. 1. 2. 2. 3. Caliza Solís		039
4. 1. 1. 2. 2. 4. Formación Monillas		039
4. 1. 1. 2. 2. 5. Caliza Pastor		040
4. 1. 1. 2. 2. 6. Formación Plomosas		040
4. 1. 1. 3. Mesozoico		041
4. 1. 1. 3. 1. Triásico		041
4. 1. 1. 3. 1. 1. Conglomerado Rojo		042
4. 1. 1. 3. 2. Jurásico		042
4. 1. 1. 3. 2. 1. Formación La Casita		043
4. 1. 1. 3. 3. Cretácico		044
4. 1. 1. 3. 3. 1. Formación Navarrete		044
4. 1. 1. 3. 3. 2. Formación Las Vigas		045
4. 1. 1. 3. 3. 3. Formación Cuchillo		047
4. 1. 1. 3. 3. 4. Formación La Virgen		048
4. 1. 1. 3. 3. 5. Formación Cupido		049
4. 1. 1. 3. 3. 6. Formación La Peña		051
4. 1. 1. 3. 3. 7. Formación Coyame		052
4. 1. 1. 3. 3. 8. Formación Aurora		053
4. 1. 1. 3. 3. 9. Formación Glen Rose		055
4. 1. 1. 3. 3. 10. Formación Walnut		057
4. 1. 1. 3. 3. 11. Formación Edwards		058
4. 1. 1. 3. 3. 12. Formación Kiamichi		059
4. 1. 1. 3. 3. 13. Formación Georgetown		060
4. 1. 1. 3. 3. 14. Formación Del Río		061
4. 1. 1. 3. 3. 15. Formación Buda		062
4. 1. 1. 3. 3. 16. Formación Ojinaga		063
4. 1. 1. 3. 3. 17. Formación San Carlos		064
4. 1. 1. 3. 3. 18. Formación El Picacho		065
4. 1. 2. Rasgos estratigráficos meridionales al lineamiento		066
4. 1. 2. 1. Precámbrico		069

6. 1. Modelo de Deformación Tangencial		118
6. 2. Rasgos estructurales septentrionales al lineamiento		120
6. 2. 1. Anticlinales y Sinclinales		121
6. 2. 2. Pliegues con plano axial vertical		122
6. 2. 2. 1. Sierra La Gloria		122
6. 2. 2. 2. Sierra Chilicote		123
6. 3. Rasgos estructurales meridionales al lineamiento		125
6. 3. 1. Superficie de despegue Chorreras		127
6. 3. 2. Superficie de despegue Roque-Amargosa		130
6. 3. 3. Superficie de despegue Olivos		132
7. HISTORIA GEOLÓGICA		134
8. PALEOMAGNETISMO		137
8. 1. Introducción		137
8. 2. Muestreo Paleomagnético		138
8. 3. Análisis paleodireccional y propiedades magnéticas		148
8. 4. Petrografía y Mineragrafía		152
8. 4. 1. Rocas Ígneas		152
8. 4. 2. Rocas Sedimentarias		161
8. 4. 3. Rocas Metamórficas		162
8. 5. Magnetización Remanente Natural		163
8. 5. 1. Rocas ígneas plutónico-hipabisales y volcánicas de edad Paleógeno (Paleoceno, Eoceno y Oligoceno)		164
8. 5. 2. Rocas Ígneas, Metamórficas y Sedimentarias de edades Proterozoica, Paleozoica, Mesozoica y Cenozoica		166
8. 5. 3. Descripción de sitios paleomagnéticos		169
8. 5. 3. 1. Sitios representativos con rocas ígneas intrusivas y volcánicas del Paleógeno		169
8. 5. 3. 2. Sitios representativos con rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas del Proterozoico, Paleozoico, Mesozoico y Cenozoico		173
8. 6. Interpretación paleomagnética		183

8. 6. 1. Rocas Ígneas del Paleógeno		183
8. 6. 1. 1. Prueba de las inversiones de polaridad con 10 sitios, en coordenadas geográficas y estratigráficas		185
8. 6. 1. 2. Prueba de la discordancia de observaciones atípicas en coordenadas geográficas y estratigráficas		186
8. 6. 1. 3. Prueba de las inversiones de polaridad con 9 sitios, en coordenadas geográficas y estratigráficas		188
8. 6. 1. 4. Polo Geomagnético Virtual para el Paleógeno Ígneo		189
8. 6. 2. Rocas sedimentarias del Cretácico Inferior		190
8. 6. 2. 1. Prueba de las inversiones de polaridad con 13 sitios, en coordenadas geográficas		193
8. 6. 2. 2. Prueba de la discordancia de observaciones atípicas en coordenadas geográficas		194
8. 6. 2. 3. Prueba de las inversiones de polaridad con 13 sitios, en coordenadas estratigráficas		194
8. 6. 2. 4. Prueba de la discordancia de observaciones atípicas, en coordenadas estratigráficas		195
8. 6. 2. 5. Prueba del Pliegue		195
8. 6. 2. 6. Polo Geomagnético Virtual para el Cretácico Inferior Sedimentario remagnetizado en el Paleógeno		198
8. 6. 3. Rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias del Paleozoico Tardío		202
8. 6. 4. Rocas metamórficas de alto grado del Proterozoico Medio		204
8. 6. 5. Sitios paleomagnéticos ubicados en la región de Valle de Olivos		206

8. 6. 6. Rocas Ígneas del Paleógeno con adiciones remagnetizadas		207
8. 6. 7. Cretácico Inferior Sedimentario remagnetizado en el Paleógeno, adicionado		210
8. 6. 8. Dominios geográficos de sitios paleomagnéticos		213
8. 6. 8. 1. Distribución geográfica por sectores Occidental, Central y Oriental		214
8. 6. 8. 1. 1. Dominio Occidental		214
8. 6. 8. 1. 2. Dominio Central		215
8. 6. 8. 1. 3. Dominio Oriental		217
8. 6. 8. 2. Distribución por sectores Septentrional y Meridional		218
8. 6. 8. 2. 1. Dominio Septentrional		219
8. 6. 8. 2. 2. Dominio Meridional		221
8. 6. 8. 2. 3. Dominio General		222
8. 6. 9. Resumen de datos paleomagnéticos		224
8. 6. 9. 1. Paleógeno Ígneo		226
8. 6. 9. 2. Paleógeno Ígneo Adicionado		231
8. 6. 9. 3. Grupo Sedimentario Remagnetizado		232
8. 6. 9. 4. Grupo Sedimentario Remagnetizado Adicionado		233
8. 6. 9. 5. Dominio Occidental		235
8. 6. 9. 6. Dominio Central		236
8. 6. 9. 7. Dominio Oriental		237
8. 6. 9. 8. Dominio Septentrional		238
8. 6. 9. 9. Dominio Meridional		239
8. 6. 9. 10. Dominio General		240
8. 6. 10. Discusión de los resultados, incluyendo estudios anteriores		242
8. 6. 10. 1. Dominio Septentrional y Dominio Meridional		245

8. 6. 10. 2. Dominio Oriental y Formación Rawls		247
8. 6. 10. 3. Dominio Occidental y Encape volcánico de Santa Eulalia		249
8. 6. 10. 4. Dominio Meridional y Secuencia metamórfica de Naica		251
8. 6. 10. 5. Grupos Paleógeno Ígneo y Paleógeno Ígneo Adicionado, en relación con los estudios anteriores de Formación Rawls, Santa Eulalia y Naica		254
8. 6. 10. 6. Dominio General y su relación con los estudios anteriores de Formación Rawls, Santa Eulalia y Naica		255
9. CONCLUSIONES		257
9. 1. Comportamiento Estratigráfico		257
9. 2. Comportamiento Estructural		259
9. 3. Comportamiento Paleomagnético		260
10. BIBLIOGRAFIA		264
11. APÉNDICE A. Escala de Tiempo Geológica		
12. APÉNDICE B. Descripción de Pozos de PEMEX		
13. APÉNDICE C. Cédulas de Registro de Muestras Paleomagnéticas		
14. APÉNDICE D. Medias de Fisher de Sitios Paleomagnéticos		
15. APÉNDICE E. El Método Paleomagnético		
16. APÉNDICE F. Geología de Riva Palacio		
17. APÉNDICE G. Geología de Manuel Benavides		
18. APÉNDICE H. Geología de Valle de Olivos		

ÍNDICE DE TABLAS	Pág
Tabla 1.- Correlación estratigráfica para la región del Lineamiento Delicias-Mulato	 019
Tabla 2.- Fechamientos radiométricos publicados por varios autores para rocas ígneas involucradas en la definición del Lineamiento Delicias-Mulato	 030
Tabla 3.- Comparación de espesores de las formaciones sedimentarias al norte y sur del Lineamiento Delicias-Mulato	 116
Tabla 4.- Características generales del muestreo paleomagnético perteneciente al Lineamiento Delicias-Mulato	 146
Tabla 5.- Resultados paleodireccionales de sitios pertenecientes al Lineamiento Delicias-Mulato	 149
Tabla 6.- Resumen de datos paleomagnéticos del Lineamiento Delicias-Mulato	 227
Tabla 7.- Resumen de datos paleomagnéticos de estudios precedentes circunscritos al lineamiento	 243

ÍNDICE DE FIGURAS	Pág
Figura 1.1.- Mapa de Provincias Fisiográficas de la Republica Mexicana, según I.N.E.G.I.	 001
Figura 1.2.- Terrenos tectono - estratigráficos y la Faja de pliegues y cabalgaduras de Norte América, según Campa (1983)	 006
Figura 1.3.- Imagen satelital de la región del lineamiento a la que se aplicaron parámetros de digitalización diferentes, por medio de un procesador de imágenes	 007
Figura 1.4.- Geología del Estado de Chihuahua con el área circunscrita al lineamiento donde se muestran las direcciones aproximadas, tanto del Lineamiento Delicias-Mulato (N65°E), como del Lineamiento de Alamitos (N45°E) sugerido por Haenggi (2001).	 010
Figura 2.1.- Magnetometría de campo total del Estado de Chihuahua, donde se muestra la región del Lineamiento Delicias-Mulato con rumbo aproximado N65°E, así como el Lineamiento de Alamitos de rumbo N45°E, sugerido por Haenggi (2001).	 012
Figura 2.2.-Gravimetría del Estado de Chihuahua, donde se muestra la configuración de anomalías de aire libre (Segmento tomado de la carta publicada por De la Fuente-Duch, et al., 1991). También se muestra la dirección propuesta para el Lineamiento Delicias-Mulato de rumbo N65°E, en comparación con la dirección del Lineamiento de Alamitos de rumbo N45°E, sugerido por Haenggi (2001).	 013
Figura 3.1.- Índice de trabajos y sierras mencionados para la región del Lineamiento Delicias-Mulato.	 015

Figura 4.1.- Geología del Estado de Chihuahua y de la porción occidental del Estado de Texas, mostrando los afloramientos de rocas ígneas de edad Terciaria, en especial aquellos que se presentan al norte del Lineamiento Delicias-Mulato		016
Figura 4.2.- División política del Estado de Chihuahua.		017
Figura 4.3.- Grieta perteneciente al sistema de fracturas con rumbo N25°W, desarrollada en sedimentos aluviales del Valle de Aldama-San Diego de Alcalá		021
Figura 4.4.- Mapa de localización de las áreas estudiadas y de ubicación de los pozos de Petróleos Mexicanos en el Estado de Chihuahua y regiones circunvecinas		022
Figura 4.5.- Cuenca Tobosa de Texas y Nuevo México (Talley, 1997), cuya prolongación a Chihuahua alberga los sedimentos del Paleozoico Inferior		025
Figura 4.6.- Geología de la región Chihuahua-Aldama, configurada por la Sierra de Nombre de Dios al occidente, la Sierra de Aldama al norte, y las sierras Mesa La Gloria y Santa Eulalia al oriente		026
Figura 4.7.- Panorámica de la Sierra de Carrizalillo, vista en dirección S30°W		029
Figura 4.8.- Elementos geológicos del Paleozoico Tardío para la región del Lineamiento Delicias Mulato. Redibujado de la Figura 3 de Poole et al., 2005		029
Figura 4.9.- Columna estratigráfica generalizada para el noroeste del Estado de Chihuahua, México, que aflora en la Sierra de Palomas, Municipio de Janos, Chihuahua		031
Figura 4.10.- Columna estratigráfica de la porción centro-oriental del Estado de Chihuahua, ubicada en Cerro Carrizalillo (Fig. 15), al norte del Lineamiento Delicias-Mulato		032
Figura 4.11.- Geología de la región de Carrizalillo, que incluye la traza del Lineamiento Delicias-Mulato (Tomada de las Cartas Geológico-Mineras Delicias y Ojinaga, escala 1:250,000, editadas por CoReMi en 2000 y 2003 respectivamente).		034
Figura 4.12.- Geología de Cerro Carrizalillo, mostrando la deformación estructural por empuje vertical del intrusivo a profundidad (Tomado de García-Esparza, 1989).		035
Figura 4.13.- Reinterpretación estratigráfica de las formaciones Taraises, Cupido, La Peña y Aurora para la Cuenca de Sabinas y Mar Mexicano		049
Figura 4.14.- Mina La Aurora en la Sierra de Cuchillo Parado, de donde toma su nombre la Formación Aurora definida por Burrows (1910). El socavón de entrada cuyo terrero se observa al centro, abre en los primeros estratos de espesor grueso a masivo de la base de la Formación Aurora		055
Figura 4.15.- Modelo digital de elevación de la región de Valle de Olivos, Municipio de Valle de Rosario, Chihuahua, mostrando la estructura cómica al centro del valle, así como las sierras basculadas (Tomado de Franco-Rubio et al., en prensa).		072
Figura 4.16.- Geología de la región de Valle de Olivos, Mpio. de Valle de Rosario, Chihuahua. La sección de la línea A-B-C-D-E se muestra en la Fig. 6.11 (Tomado de Franco-Rubio, et al., en prensa).		073

Figura 4.17.- Columna lito-estratigráfica de la región de Valle de Olivos, Chihuahua		074
Figura 4.18.- Geología de la Sierra Azul (San Carlos) ubicada al occidente de la cabecera municipal de Manuel Benavides, Chihuahua, donde se muestra el afloramiento de rocas pre-Las Vigas en contacto con el Tronco Granítico San Carlos (Modificado de Franco-Rubio, 1983).		076
Figura 4.19.- Modelo de elevación digital de la región de Manuel Benavides, mostrando la estructura semicircular de la Caldera de San Carlos.		077
Figura 4.20.- Geología de la región de Manuel Benavides, Chihuahua, donde se muestra la estructura circular de la Caldera San Carlos.		078
Figura 4.21.- Sección estructural sobre la línea A-A', mostrando el apófisis (Tronco San Carlos), de la caldera.		079
Figura 4.22.- Columna lito-estratigráfica de la región de Manuel Benavides, Chihuahua		080
Figura 4. 23.- Imagen de satélite del área cubierta por la geología de la Fig. 4.24 para la Sierra de Magistral, Municipio de General Trías, Chihuahua (Tomada de Google Earth, online).		088
Figura 4. 24.- Geología de la Sierra de Magistral, Municipio de General Trías, Chihuahua (Vázquez y Franco, 1993)		089
Figura 4. 25.- Leyenda para la geología de la Sierra de Magistral, Mpio. de General Trías, Chihuahua		090
Figura 4.26.- Sección estructural de la Sierra de Savonarola, Municipio de Delicias, Chihuahua		098
Figura 4.27.- Sección estructural de la Sierra del Pajarito, Municipio de Camargo, Chihuahua		100
Figura 4.28.- Columna estratigráfica para la región de Naica, Chihuahua al suroccidente del lineamiento, comprendiendo las sierras de Savonarola, Naica, El Pajarito y Camargo. La equivalencia de las unidades I, II, III, IV, V, VI, VII y VIII, con las formaciones del vecino estado de Texas en la Unión Americana corresponden a las formaciones Glen Rose, Walnut, Edwards, Kiamichi, Georgetown, Del Río, Buda y Eagle Ford, respectivamente		102
Figura 5.1.- Paleoelementos de la región del Lineamiento Delicias-Mulato para el Paleozoico Tardío		107
Figura 5.2.- Sección estructural a lo largo de la línea A-A', mostrando los sedimentos depositados en la Cuenca Oceánica Rheic, entre las placas Laurencia y Gondwana, después de la colisión continental en el Pérmico Tardío		108
Figura 5.3.- Configuración de isopacas del Ordovícico, que incluye los espesores de las formaciones El Paso, Cable Canyon y Montoya		109
Figura 5.4.- Configuración de isopacas del Misisípico, que incluye los espesores del Grupo Escabrosa y la Formación Paradise		110

Figura 5.5.- Distribución de las cuencas sedimentarias al norte y sur del Lineamiento Delicias-Mulato, de los intrusivos que afloran y la ubicación de los yacimientos minerales metálicos principales. De acuerdo con Haenggi (2002), la depositación de evaporitas Jurásicas en la Cuenca de Chihuahua se desarrolló en dos ramales orientados norte-sur, tanto al occidente, como al oriente de la cuenca		113
Figura 5.6.- Mapa de isopacas que muestra el espesor de la Formación Las Vigas al norte del Lineamiento Delicias-Mulato		114
Figura 6.1.- Sección estructural en la Sierra de Camargo, Chihuahua, mostrando pliegues recostados con vergencia al N65°E		119
Figura 6.2.- Sección transversal orientada al N70°E, viendo al NW, que muestra la deformación tangencial de la secuencia Jurásico-Cretácica en la región de San Pedro y Cuchillo Parado, del Municipio de Coyame, Chihuahua		121
Figura 6.3.- Imagen satelital del segmento central del Lineamiento Delicias-Mulato, con las terminaciones meridionales de Sierra La Gloria y Sierra de Chilicote.		124
Figura 6.4.- Mapa geológico de la región del Lineamiento Delicias-Mulato, mostrando las líneas de sección estructurales		126
Figura 6.5.- Secciones septentrional y meridional al Lineamiento Delicias-Mulato, mostrando el comportamiento estructural de la secuencia cretácica marina sobre el horizonte que conforma la Formación Georgetown del Albiano Superior del oriente del Estado de Chihuahua y occidente de Texas		126
Figura 6.6.- Sierra de Chorreras en su frente norte que forma un escarpe de 600 m de altura. Vista en planta con el norte hacia arriba		128
Figura 6.7.- Sierra de Chorreras al fondo vista en dirección sur desde el camino Chorreras-Falomir, próximo a la Sierra de Carrizalillo. En primer plano se observan lomeríos en estratos casi verticales tipo flysch de la Formación Plomosas		128
Figura 6.8.- Geología de la Sierra de Chorreras, donde se muestra la traza de la superficie de despegue		129
Figura 6.9.- Sierra de Roque - La Amargosa con afloramientos del contacto Las Vigas – La Virgen, al sur del lineamiento, mostrando el recuadro de la geología de la Figura 44		130
Figura 6.10.- Geología de la Sierra de Roque-Amargosa, mostrando el contacto de la superficie de despegue entre las formaciones Las Vigas y La Virgen		131
Figura 6.11.- Sección transversal del mapa de la Fig. 21, donde se muestra la línea de decollement que separa las formaciones Pelayo y Mezcalera		133
Figura 8.1.- Ubicación de los sitios paleomagnéticos mostrando su distribución al norte y sur del lineamiento sobre el modelo digital de elevación de INEGI (1995), de esta región centro-oriental de Chihuahua		139

Figura 8.2.- Distribución de los sitios de muestreo paleomagnético, en relación con los elementos tectónicos que caracterizan la región circundante al Lineamiento Delicias-Mulato.		140
Figura 8.3.- Cédula de registro de muestras para el sitio MF02 de la región del Lineamiento Delicias-Mulato. En el Apéndice se exhiben los datos para cada uno de los sitios de muestreo		143
Figura 8.4.- Dispositivo de orientación de muestras de núcleo utilizado en los sitios paleomagnéticos		145
Figura 8.5.- Direcciones medias de Magnetismo Remanente Natural (MRN) correspondientes a los 43 sitios paleomagnéticos de la región del Lineamiento Delicias-Mulato, graficadas sobre la proyección de igual área de Lambert.		151
Figura 8.6.- Fotomicrografías de muestras procedentes de los sitios paleomagnéticos: A) MF03, espécimen 022, visto con el lente analizador (luz paralela), B) MF03, espécimen 022, visto con los lentes analizador y polarizador insertados (nícoles cruzados), C) MF06, espécimen 045, visto en luz plana (un nícol), D) MF06, espécimen 045, visto en nícoles cruzados.		153
Figura 8.7.- Geología de la porción central del Domo Magistral, donde se observa aflorando la secuencia sedimentaria en el núcleo de la estructura, y el sitio de muestreo paleomagnético sobre un dique riolítico.		155
Figura 8.8.- Geología de la región circundante a la Tonalita Santa Rosa, en el Cuadrángulo Riva Palacio, probable sitio de extrusión de la Ignimbrita San Bernabé (Acantilado Tuff, sensus Mauger, 1983), mostrando la ubicación de los sitios paleomagnéticos MF06 y MF07.		158
Figura 8.9.- Fotomicrografías de minerales opacos vistos a través del microscopio de luz reflejada, de sitios paleomagnéticos. A) Sitio MF17, donde la magnetita reemplaza a la calcita, vista en luz paralela. B) Sitio MF17, espécimen 141, visto en nícoles cruzados. C) Sitio MF25, Basanita con cristales de magnetita vista en luz paralela. D) Sitio MF25, espécimen 208, visto en nícoles cruzados.		160
Figura 8.10.- Proyección estereográfica de igual área, con las medias de sitio y sus intervalos de confianza del 95 % para la MRN de rocas ígneas plutónico-hipabisales y volcánicas del Paleógeno con rango de edad entre 57.8– 28 Ma. De los sitios con polaridad inversa, se muestran sus antípodas de polaridad normal		165
Figura 8.11.- Estereograma de Lambert con las medias de sitios y sus conos de confianza correspondientes al 95% para las magnetizaciones en rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas, en coordenadas geográficas y estratigráficas, tanto de polaridad normal como inversa del Lineamiento Delicias-Mulato. Estas últimas graficadas a través de sus antípodas.		168
Figura 8.12.- Diagrama de desmagnetización ortogonal de muestras recolectadas en sitios con magnetización característica adquirida en el Oligoceno Temprano. A) Intrusivo de composición tonalítica perteneciente a la estructura volcánica Santa Rosa (Apéndice F). b) Ignimbrita San Bernabé (Acantilado Tuff según Mauger, 1983). C) Apófisis granodiorítico que aflora al norte de Chorreras. D) Tronco San Carlos en Manuel Benavides. Las temperaturas son en grados Celsius y los campos magnéticos son en mT.		171

Figura 8.13.- Ejemplos típicos de desmagnetización progresiva termal y por campos alternos para las rocas remagnetizadas durante el Paleoceno y Oligoceno temprano		177
Figura 8.14.- Diagrama de desmagnetización ortogonal para rocas sedimentarias marinas carbonatadas de edad Albiana (en coordenadas estratigráficas). La muestra correspondiente al Sitio MF30 de la Formación Coyame del Albiano estuvo sujeta a desmagnetización termal y por campos alternos.		181
Figura 8.15.- Diagrama ortogonal de una muestra representativa del Sitio MF25, donde se muestra la trayectoria de desmagnetización del espécimen 204c.		182
Figura 8.16.- Proyección sobre la red estereográfica de igual área de Lambert, mostrando las direcciones medias y elipses de confianza del 95% correspondientes a la magnetización característica aislada en rocas ígneas de edad Paleogénica de 9 sitios paleomagnéticos al norte y sur del Lineamiento Delicias-Mulato. Se muestra la media estadística de Fisher asociada de los sitios de polaridad normal y antípodos de polaridad inversa (símbolo mayor y región de confianza del 95% en color gris).		187
Figura 8.17.- Posición de los polos de Referencia del Oligoceno Temprano (30 Ma), del Eoceno Medio (45 Ma) y del Período Paleógeno, además del Polo Geomagnético Virtual (VGP) para el Paleógeno ígneo.		190
Figura 8.18.- Estereogramas de Lambert mostrando la distribución de medias de Fisher y sus elipses de alfa (95%) para 13 sitios paleomagnéticos derivados de rocas sedimentarias marinas del Cretácico Inferior. En tono gris la media estadística de Fisher y su círculo de confianza del 95% para el grupo de sitios paleomagnéticos en coordenadas geográficas y estratigráficas, con y sin la utilización de las antípodos de polaridad inversa.		192
Figura 8.19.- Estereograma de Lambert con la distribución de medias de Fisher y las elipses de alfa (95%) de los sitios paleomagnéticos de rocas sedimentarias marinas del Cretácico Inferior, remagnetizadas durante el Paleógeno. En símbolo mas grande y con círculo de confianza del 95% en gris, la media del grupo de sitios en coordenadas geográficas		198
Figura 8.20.- Posición de los Polos de Referencia del Paleógeno (25 – 65 Ma) y el Polo Geomagnético Virtual (VGP) para el Cretácico Inferior remagnetizado en el Paleógeno, entre los que se observa la proximidad mayor con los polos Oligocénicos (2 y 3) y Eocénicos (4, 6 y 7).		201
Figura 8.21.- Estereogramas de igual área de Lambert, en coordenadas geográficas y estratigráficas, mostrando la distribución de 4 polos geomagnéticos virtuales correspondientes a los sitios paleomagnéticos del Paleozoico Tardío MF01 (Dique de riolita Permo-Triásico), MF04 (Flysch metamorfozando a corneana), MF34 (Caliza Pérmica) y MF39 (Caliza Pérmica). En los diagramas también se grafican los polos de referencia APWP para los pasados 200 Ma de Besse y Courtillot (2002).		203
Figura 8.22.- Polos geomagnéticos virtuales de sitios paleomagnéticos (MF35, MF36, MF37 y MF38), derivados de rocas metamórficas de alto grado, graficados en coordenadas geográficas y estratigráficas utilizando el estereograma de Lambert. A manera de comparación, se incorporan los polos de referencia del Mesozoico y Cenozoico de Besse y Courtillot (2002).		205

Figura 8.23.- Estereograma de Lambert donde se grafican los polos geomagnéticos virtuales correspondientes a los sitios paleomagnéticos de la región de Valle de Olivos, junto con los polos de referencia del Mesozoico y Cenozoico de Besse y Courtillot (2002).		206
Figura 8.24.- Estereograma de Lambert con las direcciones medias y sus círculos de confianza (95%) de los sitios de rocas ígneas seleccionadas en el Grupo del Paleógeno Ígneo, con el incremento de tres sitios MF01, MF04 y MF05, aparentemente remagnetizados en el Paleógeno. En color gris se muestra la media de Fisher en símbolo mayor para el grupo con su elipse de confianza del 95%.		208
Figura 8.25.- Polo Geomagnético Virtual (VGP) para el Grupo Paleógeno Ígneo Adicionado de 12 sitios, que muestra una proximidad mayor al Polo de Referencia del Eoceno Medio que al del Oligoceno Temprano, o al del Período Paleógeno. Entre los grupos del Paleógeno Ígneo (9 y 12 sitios) se observa, aunque ligera, una proximidad más estrecha del grupo de 12 sitios en coordenadas geográficas y estratigráficas con los mismos polos de referencia del Paleógeno, que la proximidad del grupo de 9 sitios (Fig. 62).		209
Figura 8.26.- Proyecciones estereográficas de igual área con las direcciones medias y sus círculos de confianza (95%) de los sitios de rocas sedimentarias adscritas al Grupo Sedimentario Remagnetizado, con el incremento del sitio MF34 de caliza Pérmica aparentemente remagnetizado en el Paleógeno y ubicado dentro del área de mineralización del yacimiento mineral Plomosas. En color gris se muestra la media de Fisher para el grupo en símbolo mayor, con su elipse de confianza del 95%. En los diagramas estereográficos inferiores, se grafican los polos de referencia del Período Paleógeno, Oligoceno Temprano y Eoceno Medio, por comparación con el polo geomagnético virtual del grupo sedimentario remagnetizado adicional, en coordenadas geográficas y estratigráficas.		212
Figura 8.27.- Distribución de los sitios paleomagnéticos adscritos al Lineamiento Delicias – Mulato del Estado de Chihuahua, dentro del mapa de elementos tectónicos identificados para el norte de la República Mexicana. Dada la concentración de los sitios, se efectúa el agrupamiento en dominios geográficos occidental, central y oriental señalados para su análisis paleomagnético.		213
Figura 8.28.- Estereogramas de Lambert, en la porción superior, con las medias de Fisher en coordenadas geográficas y estratigráficas, de 8 sitios paleomagnéticos adscritos al dominio occidental del lineamiento, mostrando los círculos de confianza de alfa (95%) de cada sitio, además de la media estadística grupal en símbolo mayor, con la elipse de 95% de confianza en color gris. En la porción inferior se muestra el Polo Geomagnético Virtual en coordenadas geográficas y estratigráficas, calculado a partir de la media estadística correspondiente del grupo de 8 sitios y comparado con los polos de referencia del Oligoceno Temprano (30 Ma), del Eoceno Medio (45 Ma) y del Período Paleógeno.		215
Figura 8.29.- Diagramas de igual área (Estereogramas de Lambert) en la porción superior, con las medias de Fisher en coordenadas geográficas y estratigráficas, de 8 sitios paleomagnéticos adscritos al dominio central del lineamiento, mostrando los círculos de confianza de alfa (95%) de cada sitio, además de la media estadística grupal en símbolo mayor y su elipse de 95% de confianza en color gris. En la porción inferior se muestra el Polo Geomagnético Virtual en coordenadas geográficas y estratigráficas, calculado a partir de la media estadística correspondiente del grupo de 8 sitios y comparado con los polos de referencia del Oligoceno Temprano (30 Ma), del Eoceno Medio (45 Ma) y del Período Paleógeno.		216

Figura 8.30.- Proyecciones estereográficas de igual área que muestran en la porción superior las medias de Fisher en coordenadas geográficas y estratigráficas, de 9 sitios paleomagnéticos adscritos al dominio oriental del lineamiento, mostrando los círculos de confianza de alfa (95%) de cada sitio, además de la media estadística grupal en símbolo mayor y su elipse de 95% de confianza en color gris. En la porción inferior se muestra el Polo Geomagnético Virtual en coordenadas geográficas y estratigráficas, calculado a partir de la media estadística correspondiente del grupo de 9 sitios y comparado con los polos de referencia del Oligoceno Temprano (30 Ma), del Eoceno Medio (45 Ma) y del Período Paleógeno.	 218
Figura 8.31.- Sobre el mapa de elementos tectónicos del norte de México, se muestra la distribución de los sitios paleomagnéticos adscritos al Lineamiento Delicias – Mulato del Estado de Chihuahua. Dada la concentración de los sitios, se efectúa el agrupamiento en dominios geográficos septentrional y meridional, señalados para su análisis paleomagnético.	 219
Figura 8.32.- En la porción superior se muestran las medias de Fisher en coordenadas geográficas y estratigráficas sobre la proyección de igual área de Lambert, de 14 sitios paleomagnéticos adscritos al dominio septentrional del lineamiento, mostrando los círculos de confianza de alfa (95%) de cada sitio, además de la media estadística grupal en símbolo mayor, con la elipse de 95% de confianza en color gris. En la porción inferior se muestra el Polo Geomagnético Virtual en coordenadas geográficas y estratigráficas, calculado a partir de la media estadística correspondiente del grupo de 14 sitios y comparado con los polos de referencia del Oligoceno Temprano (30 Ma), del Eoceno Medio (45 Ma) y del Período Paleógeno.	 220
Figura 8.33.- Proyecciones en la red estereográfica de igual área mostrando en la porción superior, las medias de Fisher en coordenadas geográficas y estratigráficas, de 11 sitios paleomagnéticos adscritos al dominio meridional del lineamiento, mostrando los círculos de confianza de alfa (95%) de cada sitio, además de la media estadística grupal en símbolo mayor, con la elipse de 95% de confianza en color gris. En la porción inferior se muestra el Polo Geomagnético Virtual en coordenadas geográficas y estratigráficas, calculado a partir de la media estadística correspondiente del grupo de 11 sitios y comparado con los polos de referencia del Oligoceno Temprano (30 Ma), del Eoceno Medio (45 Ma) y del Período Paleógeno.	 222
Figura 8.34.- Estereogramas de Lambert en la porción superior, con las medias de Fisher en coordenadas geográficas y estratigráficas, de los 25 sitios paleomagnéticos adscritos al dominio general del lineamiento, mostrando los círculos de confianza de alfa (95%) de cada sitio, además de la media estadística grupal en símbolo mayor, con la elipse de 95% de confianza en color gris. En la porción inferior se muestra el Polo Geomagnético Virtual en coordenadas geográficas y estratigráficas, calculado a partir de la media estadística correspondiente del grupo de 25 sitios y comparado con los polos de referencia del Oligoceno Temprano (30 Ma), del Eoceno Medio (45 Ma) y del Período Paleógeno.	 223
Figura 8.35.- Estereogramas de Lambert con la proyección de los polos geomagnéticos virtuales de todos los grupos paleomagnéticos conformados con los 25 sitios considerados en el análisis del lineamiento, con los conos de confianza (95%). También se muestran los polos de referencia del Eoceno Medio (45 Ma), Oligoceno Temprano (30 Ma) y del Período Paleógeno, con sus elipses de alfa (95%) en tonos de gris.	 225
Figura 8.36.- Sobre el mapa de elementos tectónicos del norte de México, se muestra la distribución de los dominios geográficos elegidos en base a la concentración de sitios paleomagnéticos, así como también, las áreas de estudio de investigaciones paleomagnéticas anteriores.	 242

Figura 8.37.- Diagramas estereográficos de igual área con los polos geomagnéticos virtuales y sus círculos de confianza (95%) del Dominio Septentrional y del Dominio Meridional para el lineamiento, que se comparan con los polos de referencia para el Oligoceno Temprano, Eoceno Medio y del Período Paleógeno obtenidos de Besse y Courtillot (2002).		246
Figura 8.38.- Diagramas estereográficos de igual área con los polos geomagnéticos virtuales y sus círculos de confianza (95%) del Dominio Oriente para el lineamiento y de Rawls Formation en la Sierra de Bofecillos, Texas (Sager, et al., 1992), que se comparan con los polos de referencia para el Oligoceno Temprano, Eoceno Medio y del Período Paleógeno obtenidos de Besse y Courtillot (2002).		248
Figura 8.39.- Diagramas estereográficos de igual área con los polos geomagnéticos virtuales y sus círculos de confianza (95%) del Dominio Occidental para el lineamiento y de las unidades volcánicas de encabe en la Sierra de Santa Eulalia, Chihuahua (Urrutia-Fucugauchi, 1981), que se comparan con los polos de referencia para el Oligoceno Temprano, Eoceno Medio y del Período Paleógeno obtenidos de Besse y Courtillot (2002).		250
Figura 8.40.- Diagramas estereográficos de igual área con los polos geomagnéticos virtuales y sus círculos de confianza (95%) del Dominio Meridional para el lineamiento, de los grupos Sedimentario Remagnetizado y Sedimentario Remagnetizado Adicionado, y de Naica, Chihuahua (Alva-Valdivia, et al., 2003), que se comparan con los polos de referencia para el Oligoceno Temprano, Eoceno Medio y del Período Paleógeno de Besse y Courtillot (2002).		252
Figura 8.41.- Diagramas estereográficos de igual área con los polos geomagnéticos virtuales y sus círculos de confianza (95%) de los grupos Paleógeno Ígneo y Paleógeno Ígneo Adicionado para el lineamiento, de las unidades volcánicas de encabe en la Sierra de Santa Eulalia, Chihuahua (Urrutia-Fucugauchi, 1981), de Rawls Formation en la Sierra de Bofecillos, Texas (Sager, et al., 1992) y de Naica, Chihuahua (Alva-Valdivia, et al., 2003), que se comparan con los polos de referencia para el Oligoceno Temprano, Eoceno Medio y del Período Paleógeno de Besse y Courtillot (2002).		254
Figura 8.42.- Diagramas estereográficos de igual área con los polos geomagnéticos virtuales y sus círculos de confianza (95%) del Dominio General para el lineamiento, de las unidades volcánicas de encabe en la Sierra de Santa Eulalia, Chihuahua (Urrutia-Fucugauchi, 1981), de Rawls Formation en la Sierra de Bofecillos, Texas (Sager, et al., 1992) y de Naica, Chihuahua (Alva-Valdivia, et al., 2003), que se comparan con los polos de referencia para el Oligoceno Temprano, Eoceno Medio y del Período Paleógeno de Besse y Courtillot (2002).		256
Figura 9.1.- Polos paleomagnéticos, así como los correspondientes círculos de confianza del 95% para los dominios y grupos de la región centro-oriental del Estado de Chihuahua, comparados con los polos de referencia del Paleógeno, Eoceno Medio y Oligoceno Temprano de Norte América. El polo paleomagnético para el Período Paleógeno se compiló en base 14 polos de Besse y Courtillot (2002), que presentan un rango de edad desde los 65 – 25 Ma.		263

AGRADECIMIENTOS

Este espacio esta dedicado a todos aquellos quienes contribuyeron a este logro importante de mi vida.

A mis **padres** Miguel y María, mis **hermanos** Leonardo Renán, Luís Humberto, María del Carmen, Diana Eugenia y Verónica Regina, y mis **hijos** Helda Eunice, Berenice, Miguel y Alexandro, quienes me alentaron y permitieron alcanzar este objetivo por largo tiempo contemplado.

A la **Universidad Autónoma de Chihuahua**, mi *alma mater*, por su ambiente de superación en donde el espíritu de lucha nos mueve a lograr todo aquello que nos proponemos para ofrecerlo con generosidad.

Al **Programa de Mejoramiento del Profesorado** (PROMEP), que puso a mi disposición los recursos económicos y de tiempo suficientes y necesarios durante el inicio, desarrollo y terminación del Programa Doctoral en Ciencias de La Tierra que se ofrece en nuestra Universidad Nacional Autónoma de México.

A la **Universidad Nacional Autónoma de México**, nuestro máximo centro del conocimiento al que podemos acceder irrestrictamente todos los ciudadanos en este país.

Al **Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología** (CONACYT), a través del Proyecto “Geología del subsuelo y evaluación de la dispersión de contaminantes en la zona no saturada de la Cuenca Geohidrológica del Valle La Concordia-Tabalaopa-Aeropuerto, Municipio de Chihuahua, Estado de Chihuahua, México”, clave 4425-T9406, cuyo auspicio permitió sentar las bases de la propuesta de investigación de tesis doctoral desarrollada en la porción centro-oriental del Estado de Chihuahua, ante el Comité de Admisión al Programa Doctoral en Ciencias de La Tierra de la UNAM.

Especial mención de agradecimiento va para mi comité doctoral, encabezado por el **Dr. Luís Manuel Alva Valdivia** del Laboratorio de Paleomagnetismo y Geofísica Nuclear del Instituto de Geofísica de la UNAM, quién primeramente extendió la invitación al Programa de Ciencias de La Tierra y posteriormente dedicó varios viajes de la Ciudad de México al Estado de Chihuahua, permaneciendo con el autor semanas en el campo, supervisando mucho del trabajo de la toma de muestras paleomagnéticas, siendo extremadamente paciente con mi inexperiencia en la perforación del muestreo y alentándome incansablemente a través de útiles orientaciones y sugerencias en la interpretación de la información paleomagnética. Mi agradecimiento también al **Dr. Jaime Urrutia Fucugauchi** del Laboratorio de Paleomagnetismo y Geofísica Nuclear del Instituto de Geofísica de la UNAM, cuya crítica revisión de la tesis mejoraron ampliamente los temas de paleomagnetismo y tectónica por las valiosas y útiles recomendaciones en el manejo e interpretación de los resultados paleomagnéticos que se integraron al manuscrito final. Entre mis sinodales destaca el **Dr. Roberto S. Molina Garza** del Centro de Geociencias de la UNAM, Campus Juriquilla, en la Ciudad de Querétaro, por lo claro, lo fresco, lo incisivo y a veces lo profundo de sus comentarios en la corrección del manuscrito original, muchos de los cuales sintetizan el deseo absoluto de alcanzar la perfección en el

trabajo que se está realizando. Lo arduo de la tarea encomendada consiguió hacerme crecer en el conocimiento del Método Paleomagnético y en especial de su aplicación en la solución de los problemas de tectónica regional y paleogeográficos que se abordaron durante la investigación. Al Dr. Molina Garza, mi mas sincero agradecimiento con gran admiración y respeto por la dedicación y el empeño puestos en la revisión exhaustiva que efectuó sobre mi tesis. El aspecto geológico fue críticamente revisado por el **Dr. Rafael Barboza Gudiño** de la Dirección del Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de San Luís Potosí, fuerte y acendrado conocedor de la geología del norte de México, a quién mucho agradezco sus acertados comentarios y sugerencias. Al **Dr. José Rosas Elguera** de la Dirección de la División de Ingenierías del Centro Universitario de Ciencias Exactas e Ingenierías de la Universidad de Guadalajara, mis mas cumplidas gracias por su elaborada corrección al manuscrito, con especial énfasis concerniente a la estructura de la tesis. Para el **Dr. Walter T. Haenggi**, de la Universidad de Texas en Austin, quizá el mejor exponente del estado que guarda la geología en la Cuenca de Chihuahua, va mi absoluto reconocimiento y agradecimiento por el entusiasmo al conocer el proyecto de tesis y su posterior revisión del manuscrito, cuyas correcciones agregaron un importante rubro al contenido final. Al **Dr. Héctor López Loera**, del Instituto Potosino de Investigaciones Científicas y Tecnológicas, por sus inestimables sugerencias y comentarios al manuscrito original que mucho contribuyeron en la calidad final del mismo. Especial agradecimiento va para el **Dr. Mouloud Benammi**, del Laboratorio de Paleomagnetismo y Geofísica Nuclear del Instituto de Geofísica de la UNAM, asesor externo al comité doctoral y quién, de manera desinteresada, me ofreció asilo en los espacios para becarios del Laboratorio de Paleontología en el Edificio Anexo del Instituto de Geofísica. Además, por la continua asesoría con amplias sugerencias y constructivos comentarios sobre temas de índole geológica y paleomagnética durante mi estancia en el Anexo del Instituto de Geofísica.

De la **Rectoría** de mi Universidad Autónoma de Chihuahua, mi sincero agradecimiento al C.P. Raúl Arturo Chávez Espinoza, Rector, y al Ing. Heriberto Altés Medina, Secretario General, por el apoyo incondicional de toda índole para llevar a buen término este proyecto de vida.

Del **Departamento de Coordinación de Gestoría y Fortalecimiento Externo** de la UACH, a la entonces Coordinadora Dra. Martha Canales Leyva por su total, absoluto e irrestricto respaldo y apoyo en todas las gestiones que se llevaron a cabo ante el Programa del Mejoramiento del Profesorado (PROMEP), durante los inicios de mi programa doctoral. Al Dr. Jesús Duarte Mayagoitia, actual Coordinador, por la continuación de ese apoyo ante PROMEP. Para la Lic. Mónica Sáenz Vázquez, mi reconocimiento y agradecimiento por su generosa y desinteresada labor en la Coordinación de Gestoría dentro del PROMEP. Para la M.I. Leticia Méndez Mariscal, mi agradecimiento y reconocimiento por el absoluto apoyo ante PROMEP desde el inicio de las gestiones y hasta ahora, cuando estamos en el logro final del programa doctoral.

De la **Facultad de Ingeniería** de la UACH, al M.I. Oscar Raúl Herrera Lagunas, Director de la Facultad de Ingeniería, por otorgarme su respaldo en todas las gestiones que se realizaron para dar feliz término a mí programa doctoral. Al Ing. Heriberto Altés Medina, por su alta percepción de las necesidades que adolece el personal docente en nuestra universidad, y su continua e importante contribución en la solución de los

problemas que nos afectan. A la Profa. Magdalena Maldonado Valenzuela, mi agradecimiento por el valioso y desinteresado auxilio en la corrección de pruebas al inglés de los artículos de publicación para revistas indizadas derivados de la tesis. A la Ing. María Isabel Vázquez González, por su auxilio en el campo y sus acertados comentarios al manuscrito de tesis. A la Ing. Cecilia Mendoza Sagarnaga, por su apoyo y generoso auxilio en la toma de muestras paleomagnéticas. A la Dra. Angélica Oviedo García, por sus valiosos y atinados comentarios a la parte estratigráfica y paleontológica del manuscrito original de tesis. Al M.I. Miguel Royo-Ochoa, por su generoso hospedaje en la Ciudad de México. Con especial aprecio y agradecimiento para nuestro esforzado Técnico Laboratorista en la sección de Petrografía y Mineragrafía del Laboratorio de Geología de la Facultad de Ingeniería de la UACH, “Javier”, por las innumerables láminas delgadas y secciones pulidas que elaboró para esta tesis. Con agradecimiento también para el Ing. Rodolfo Loya (Fito), del Laboratorio de Fotogrametría, por su desinteresado auxilio en el suministro de material y equipo en la interpretación de fotografías aéreas e imágenes de satélite. Al Fís. Ricardo Romero Centeno, por sus motivantes comentarios y acertadas sugerencias para la culminación de la tesis. Al Ing. Héctor David Ruiz Cisneros, por su confianza y palabras de aliento durante el desarrollo de la tesis. Al Dr. Leobardo Fierro Murga por su excelente disposición y enfoque durante los trabajos de tesis.

A nuestro **Sindicato del Personal Académico de la Universidad Autónoma de Chihuahua** (SPAUACH), mi mas entusiasta y fuerte agradecimiento por el apoyo irrestricto en todos los órdenes para la obtención del grado doctoral, con especial énfasis a mis compañeros del comité ejecutivo, C.P. Margarita Alvírez Díaz, Secretaria General, Lic. Rafael Soto Baylón, Srio. de Organización, M.A.R.H. Emilia Durán López, Sria. de Actas, C.P. Jaime Olivas Ronquillo, Srio. de Finanzas, M.A. Luís Raúl Escárcega Preciado, Srio. Prensa y Propaganda, M.C. Ramón Candia Luján, Srio. Asuntos Deportivos, Lic. Luís Carlos Delgado Montes, Srio. Asuntos Culturales, Ing. Francisco Santacruz Rivera, Srio. Previsión Social, Lic. Francisco Chávez González, Srio. Asuntos Laborales, Dr. Roberto Aréchiga Narváez, Vinculación Pensiones, L.E.F. José Eutimio Chávez González, Srio. Asuntos Exteriores.

De la **Coordinación del Posgrado en Ciencias de La Tierra** de la Universidad Nacional Autónoma de México, con agradecimiento al entonces Coordinador Dr. Oscar Campos Enríquez, por su desinteresada participación en los procesos de registro e información para un servidor. A la Dra Blanca Medoza Ortega, actual Coordinadora del Posgrado, por su generosa asesoría y auxilio en todos los trámites requeridos en el programa doctoral, y en especial para la presentación del examen de grado. A las eficientes secretarías del Posgrado, Mónica Lizbeth Salgado Miranda y Araceli Chamán Gámez, mi más sincero agradecimiento y aprecio por toda la comunicación, el auxilio, la información siempre oportuna y sobre todo, el seguimiento de las actividades y trámites que hubo que realizar durante mi estancia en el Instituto de Geofísica de la UNAM, hasta culminar con el examen de grado.

Del **Departamento de Paleomagnetismo** del Edificio Anexo al Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México, mi profundo agradecimiento al Dr. Avto Goguitchaichvili, integrante inicial del grupo asesor de mi programa doctoral. A la Dra. Beatriz Ortega Guerrero por su auxilio y gentil solidaridad e inestimables palabras

de aliento. A la Dra. Cecilia Caballero Miranda por su auxilio y accesible participación en proyectos derivados de esta investigación. Al Dr. Claus Siebe Grabauch por las importantes adiciones al conocimiento de los procesos volcánicos verificados en la región centro-oriental de Chihuahua. A las Dras. Ana María Soler Arechalde y Margarita Caballero Miranda mi agradecimiento sincero por sus palabras de simpatía y solidaridad. Para el Ing. Antonio González Rangel, Técnico Académico adscrito al Laboratorio de Paleomagnetismo (El Pozo), compañero estudiante del Programa de Ciencias de La Tierra, por su gran auxilio en el desarrollo y la aplicación de las diferentes técnicas que se efectúan en la medición de los parámetros paleomagnéticos. A la Sra. Aída Sáenz Vallejo, ejemplar secretaria en el Departamento de Paleomagnetismo y Geofísica Nuclear, por su inestimable auxilio durante mi estancia en el Anexo del Instituto. También a los estudiantes de licenciatura Zayra y León Alva Montes, por su asistencia en la preparación y medición de parámetros paleomagnéticos, y para Sayuri, quién me auxilio en la preparación de superficies pulidas para su estudio mineragráfico. También va mi agradecimiento a los Técnicos Martín y Lorenzo Espinoza Pérez del Laboratorio de Paleomagnetismo (El Anexo), por su asistencia en el desarrollo y medición de parámetros paleomagnéticos. Un agradecimiento especial para mis compañeros estudiantes del Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra de la UNAM, M.I., Miguel Royo Ochoa, Ing. José Antonio González Rangel, Dra. María de la Luz Rivas Sánchez, Ing. Doris Leticia Méndez Cárdenas, Ing. Guillermo Hernández Pineda, M.C. María Rodríguez Ceja, M.C. Marcela Martínez López, Lic. Mariano Matías Fermín, M.C. Ramón Torres Hernández, Ing. Gabriel Vázquez Castro, Ing. Jorge Rivas Ortiz, M.C. Alejandro Rodríguez Ramírez y Lic. Angel Alejandro Ramírez Velasco. A todos ellos gracias por el privilegio de compartir juntos todo este tiempo que nos tocó vivir solidariamente, expresándonos siempre palabras alentadoras.

Los cálculos en el texto y las gráficas de las figuras del capítulo de Paleomagnetismo fueron elaborados a través de los programas de software a) Paleo-96 del Laboratorio de Paleomagnetismo (CNRS) de Montpellier, y b) PMag Tools Version 4.2a de CEMP Systems. Con especial aprecio y agradecimiento para Mark W. Hounslow, quién desinteresadamente permitió el empleo del programa PMag Tools.

Con agradecimiento particular al Lic. Leovigildo Luna Guido y su apreciable familia, Lic. Silvia Corte Contreras, Leo Eduardo, Jesús y Silvita, así como a la familia Lozano-Olivas, los cuatro Ricardos y Lic. Delia Olivas Vázquez. A todos gracias por su inapreciable auxilio en los trabajos de campo de Plomosas, Cerro Carrizalillo y Chorreras, y en las diversas actividades paralelas que coadyuvaron a la realización de la tesis doctoral.

Finalmente pero con igual nivel de importancia, a mis compañeros en el **Equipo Campeón de Boliche** en la Universidad Autónoma de Chihuahua, Dr. Roberto Aréchiga, Dr. Carlos Larrinúa, Dr. Javier Salas, M.I. Julio Guevara, M.C. Enrique Seáñez y Dr. Emilio Valenzuela, mi pleno agradecimiento por los comentarios siempre afectuosos, alentadores y solidarios.

RESUMEN

En el Estado de Chihuahua, sobre la porción centro-oriental, se manifiesta un rasgo topográfico lineal orientado N65°E e informalmente denominado Lineamiento Delicias-Mulato, que se considera representa una manifestación de la estructura geológica del basamento.

En Chihuahua, la Sierra Madre Oriental, compuesta por rocas sedimentarias eminentemente calcáreas de edad Mesozoica y con estructura de pliegues y cabalgamientos, forma parte de la Faja Tectónica de Norte América, la cual se observa interrumpida al sur de este lineamiento a lo largo y ancho de una superficie de 300 km y 150 km donde afloran rocas volcánicas Cenozoicas.

La definición de este lineamiento representa el objetivo central de esta investigación, logrando establecerse las características estratigráficas, estructurales y paleomagnéticas que distinguen a cada sector al norte y al sur del lineamiento.

La caracterización geológica y paleomagnética se alcanzó a través de trabajos de geología de campo, con el uso de imágenes de satélite, fotografías aéreas verticales, medición de columnas lito-estratigráficas y secciones estructurales, descripción de láminas y superficies pulidas para estudios petrográficos, mineragráficos y de paleomicroontología. También se efectuó el muestreo paleomagnético sobre ambos sectores norte y sur del lineamiento en la región centro-oriental del Estado de Chihuahua, para la medición e interpretación de parámetros paleomagnéticos que determinaron los movimientos rotacionales y latitudinales de la corteza. La auscultación de la literatura geofísica y geológica publicada relativa al tema, coadyuvó críticamente en la adición de información útil al establecimiento de la hipótesis que mejor explica el origen del lineamiento.

Se considera que el lineamiento, frontera entre dos regímenes con diferente comportamiento de la Placa de Norte América para esta región centro-oriental del Estado de Chihuahua, representa una manifestación de la estructura geológica del basamento. Su existencia se desprende de esta concepción y dada la orientación que presenta, su origen se remonta a la configuración resultante de la sutura por colisión entre las placas tectónicas de Laurencia y Gondwana.

De esta manera, es posible establecer el nacimiento del Lineamiento Delicias-Mulato a partir de la colisión gradual Laurencia-Gondwana desde el Paleozoico Tardío, con reactivaciones posteriores impresas en ambos sectores norte y sur del lineamiento. Estas reactivaciones se atribuyen principalmente a: 1) Equilibrios isostáticos propiciados por la carga de material sedimentario y volcánico, con peso y volumen mayoritariamente depositados en el sector norte; 2) Empuje tangencial aplicado a la corteza continental Norteamericana por la Placa Farallón, que desarrolló estilos de deformación diferentes al norte y sur del lineamiento; 3) Reactivación de estructuras asociadas tanto al Lineamiento de Texas, como a la deformación Hidalgoana (Laramide), así como también a la distensión continental actualmente en proceso, que aplicaron y todavía aplican movimientos rotacionales y latitudinales a los sectores norte y sur.

Las conclusiones principales derivadas del estudio fueron las siguientes:

a) Estratigráficamente, la distribución de formaciones geológicas en ambos sectores del lineamiento tiene un desarrollo preferencial de espesores hacia el sector norte, en donde se depositaron durante el Mesozoico un espesor medio aproximado de 7143 m, mientras que sobre el sector sur se depositó un espesor máximo de 2878 m. Los estratos de la Formación Plomosas se consideran distribuidos en todo el sector al sur del lineamiento, constituyendo el cuerpo principal de la Faja Orogénica Ouachita-Marathon-Sonora formada a raíz de la convergencia Laurencia-Gondwana. La superficie de erosión resultante constituyó el fondo marino sobre el que se depositaron en este sector sur, las formaciones sedimentarias del Mesozoico dentro de la informalmente denominada Cuenca Intermedia Sabinas - Mar Mexicano.

b) Las diferencias estructurales principales se presentan en los cuerpos litológicos deformados por esfuerzos tangenciales. En el bloque al norte del lineamiento, la secuencia sedimentaria Mesozoica se deformó en grandes pliegues anticlinales y sinclinales con radios de curvatura del orden de kilómetros, propiciado por los gruesos espesores de la secuencia involucrada en el plegamiento, con una superficie de despegue cuya ubicación se infiere al nivel de las evaporitas Jurásicas de la Formación La Casita. En el bloque al sur del lineamiento, también sometido a los mismos esfuerzos de compresión tangencial, se deformó siguiendo patrones diferentes con predominancia de cabalgamientos y pliegues con radios de curvatura menores a los de los pliegues del sector norte del lineamiento. La

superficie de despegue se observa ubicada al nivel de las evaporitas Aptianas de la Formación La Virgen. Los estilos de deformación diferentes en cada sector del lineamiento se explican por el involucramiento de los espesores de la secuencia. Con aproximadamente 7,000 m en el sector norte, el estilo se caracteriza por la ductilidad en la deformación con el consecuente desarrollo de pliegues con radios de curvatura grandes, mientras que en el sector sur con aproximadamente 3,000 m de espesor, la escasa profundidad de sepultamiento y comparativamente poco peso, dan por resultado el desarrollo de pliegues con radios de curvatura pequeños fácilmente recostables y transformables en cabalgamientos.

c) Los resultados que se derivan del estudio paleomagnético de la región centro – oriental del Estado de Chihuahua, exhiben movimientos tectónicos de la corteza que se observan graduales, con una movilidad menor sobre la región oriente del Lineamiento Delicias – Mulato, y que se incrementa hacia la parte occidental. Los movimientos tectónicos son principalmente de tipo rotacional, con desplazamientos latitudinales imperceptibles a moderados. La tendencia en el incremento de movimiento tectónico se explica por el desplazamiento extensional de la corteza como mecanismo primario de la deformación a partir del Oligoceno hasta el Reciente y desde la costa pacífica hasta la región occidental del estado de Texas. Otro mecanismo que explica la rotación tectónica se refiere al proceso de cizalla (shear-couple) desarrollado en una zona de fallamiento lateral. Otro de los resultados paleomagnéticos concluye un comportamiento diferente al norte y al sur del lineamiento en cuanto al movimiento rotacional y de transporte latitudinal sufrido por cada sector. El sector meridional señala un movimiento imperceptible con respecto al polo de referencia del Paleógeno ($R = \text{anti-horario } -0.78^\circ \pm 7.55$, $F = 0.35^\circ \pm 6.50$, y $p = 0.31^\circ \pm 6.43$). El sector septentrional muestra una clara discrepancia con respecto a este mismo polo de referencia, donde la rotación tectónica aparente es pro-horaria ($R = +8.22^\circ \pm 7.84$, el aplanamiento ($F = 8.37^\circ \pm 7.11$, y el transporte hacia el polo ($p = 7.00^\circ \pm 7.06$).

1. INTRODUCCIÓN

La Sierra Madre Oriental en el Estado de Chihuahua constituye un rasgo fisiográfico que cubre más de la mitad de la superficie del mismo. Geológicamente, presenta una compleja gama de escenarios cuyo discernimiento gradualmente se aborda en investigaciones que observamos se publican año con año en la literatura.

De acuerdo con la Carta de Provincias Fisiográficas editada por I.N.E.G.I, la región del lineamiento es cubierta por la Provincia de Sierras y Llanuras del Norte (Fig. 1.1).



Figura 1. 1.- Mapa de Provincias Fisiográficas de la Republica Mexicana, según I.N.E.G.I.
(Tomada del portal de Internet www.inegi.gob.mx).

En el Estado de Chihuahua, la Sierra Madre Oriental se manifiesta como la prolongación septentrional de la Faja Mexicana de Pliegues y Cabalgamientos (Campa and Coney, 1983), una estructura que forma parte de la Faja Tectónica de Norteamérica (Campa, 1984; Fig. 1.2).

No obstante, esta prolongación se observa interrumpida en la porción oriental-meridional del estado por una faja con aproximadamente 150 km de ancho de afloramientos de roca volcánica, los cuales cubren a los sedimentos calcáreos de edad Cretácica sobre los que descansan en discordancia erosional (Fig. 1.4). Aunado a lo anterior, es notoria la disposición que guardan tanto los sedimentos calcáreos como las rocas volcánicas Paleógenas separados por un lineamiento dispuesto dentro de una orientación N65°E que se puede apreciar a lo largo de la distancia que se tiene entre las regiones de Ciudad Delicias y la población de El Mulato (Figs. 1.3, 1.4, 2.1 y 2.2).

La definición de este lineamiento, informalmente denominado Delicias-Mulato, representa el objetivo central de esta investigación, y entre las hipótesis que se proponen para explicar su origen, se tienen las siguientes:

- a) Proceso de deformación tangencial que pudo haber afectado por igual a las rocas Cretácicas en ambos lados del lineamiento, con erosión temprana de las formaciones volcánicas suprayacentes en el sector al norte del lineamiento, a diferencia de lo que pudiera ocurrir al sur, donde puede tenerse un proceso erosivo normal.
- b) Depositación de sedimentos Cretácicos bajo dos regímenes tectónicos diferentes para cada sector al norte y al sur del lineamiento. Es decir:
 - 1) Un régimen de distensión continental con la acreción de corteza oceánica al norte del lineamiento y su posterior cierre, con el consecuente desarrollo de pliegues anticlinales y sinclinales, y

- 2) Un régimen de depositación sobre corteza continental antigua, al sur del lineamiento.
- c) El lineamiento pudiera corresponder a una estructura de falla con desplazamiento horizontal dextral.
- d) Aparición del lineamiento por elevación isostática del sector norte y el consecuente desarrollo de una estructura de falla con desplazamiento vertical a lo largo de la traza sugerida para el lineamiento, con erosión importante de las formaciones volcánicas de posición topográfica elevada en el sector norte, y con la permanencia in situ de la corteza continental al sur del mismo.
- e) Haenggi (2001) propone al lineamiento (al que denomina Alamitos), como el límite del cratón de Norte América.

De las alternativas anteriormente expuestas y en base a la información derivada de esta investigación, fundamentada en los trabajos de paleomagnetismo y geología llevados a cabo en la región centro-oriental del Estado de Chihuahua, en la auscultación de la literatura geofísica y geológica relativas al tema, y en las conclusiones así obtenidas, la alternativa (d) que sugiere un proceso de elevación isostática para su aparición y desarrollo, adquiere relevancia para explicar el origen del Lineamiento Delicias-Mulato.

Esto queda establecido de la manera siguiente.

Se considera que el lineamiento representa una manifestación de la estructura geológica del basamento. Su existencia se desprende de esta concepción y dada la orientación que presenta, su origen se remonta a la configuración resultante de la sutura de colisión entre las placas tectónicas de Laurencia y Gondwana en esta región al suroccidente de Laurencia (Haenggi, 2001; 2002; Poole, et al., 2005; Bickford, et al., 2000; Dickinson and Lawton, 2000; Housh and McDowell, 2004). Sea que la línea de sutura entre estas dos

placas haya mantenido o no la dirección ahora observada (aproximadamente N65°E), lo cierto es que el lineamiento muestra una orientación aproximadamente coincidente con la dirección de compresión tangencial aplicada en el Paleógeno por la placa oceánica Farallón a la corteza continental del norte de México resultante de la subducción de la Farallón bajo la Norteamericana.

La superficie de sutura entre las placas de Laurencia y Gondwana ha sufrido movimientos, evidenciados principalmente por las diferencias litológicas que se observan, con el predominio de afloramientos de rocas sedimentarias marinas en el sector norte y de rocas volcánicas en el sector sur. Además, la coincidencia de fallamiento normal con la traza sugerida del lineamiento en Sierra de Santa Eulalia, Sierra La Gloria, y Sierra de Chorreras coadyuva con evidencia estructural. Esos movimientos deben haberse originado a) por los equilibrios isostáticos surgidos de las diferencias en la densidad de masa cortical, b) por los esfuerzos de compresión derivada de la convergencia de la Placa Farallón, c) por el empuje vertical de intrusivos a profundidad, y d) por el proceso distensivo continental activo en el presente.

De esta manera, es posible establecer el nacimiento del Lineamiento Delicias-Mulato a partir de la colisión gradual Laurencia-Gondwana desde el Paleozoico Tardío (Poole, et al., 2005), con reactivaciones posteriores impresas en ambos sectores norte y sur del lineamiento. Estas reactivaciones se atribuyen principalmente a: 1) Equilibrios isostáticos propiciados por la carga de material sedimentario y volcánico, con peso y volumen mayoritariamente depositados en el sector norte; 2) Empuje tangencial aplicado a la corteza continental Norteamericana por la Placa Farallón, que desarrolló estilos de deformación diferentes al norte y sur del lineamiento; 3) Reactivación de estructuras asociadas tanto al Lineamiento de Texas, como a la deformación Hidalgoana (Laramide),

así como también a la distensión continental actualmente en proceso, que aplicaron y todavía aplican movimientos rotacionales y latitudinales a los sectores norte y sur.

2. LINEAMIENTO DELICIAS-MULATO

Por definición, un lineamiento constituye un rasgo topográfico de extensión regional que se cree refleja la estructura de la corteza (Bates and Jackson, 1980; Hobbs et al., 1976, p. 267). Para el Lineamiento Delicias-Mulato, la topografía al norte es más abrupta y con mayor elevación que al sur del mismo. La estructura fue primeramente identificada por Haenggi (2001) quién la prolonga desde el estado vecino de Texas a lo largo del arroyo “Alamitos Creek”, estructura que bautiza como “Alamitos Lineament”, definiéndolo como el límite sur del cratón paleozoico de Norte América.

En la propuesta de tesis presentada ante el Comité de Admisión al Posgrado en Ciencias de la Tierra de la UNAM (Franco-Rubio, 2002), la idea inicial sobre una dirección N45°E para el lineamiento se estableció en base a la diferencia de color entre las litologías dominantes, volcánica al sur y calcárea marina al norte, como se muestra en las Figs. 1.3 y 1.4. Esta dirección coincidía con la prolongación a rumbo del Lineamiento de Alamitos sugerido por Haenggi (2001). Es decir:

- La dirección del lineamiento originalmente coincidente a la de Alamitos con rumbo N45°E, fue perceptible primariamente a través de la imagen de satélite que muestra una clara diferencia de color entre la región norte y la región sur en los estados de Chihuahua y Texas. Las diferencias de coloración se manifiestan principalmente en los extensos valles aluviales cuyos detritos derivan de fuentes distintas, sedimentarias calcáreas al norte, mientras que al sur los sedimentos continentales provienen de afloramientos de roca ígnea principalmente volcánica. Por consiguiente, la vegetación

característica que crece es diferente de acuerdo al tipo de suelo dominante (Figs. 1.3 y 1.4), vegetación que contribuye en gran medida a la manifestación del color predominante.

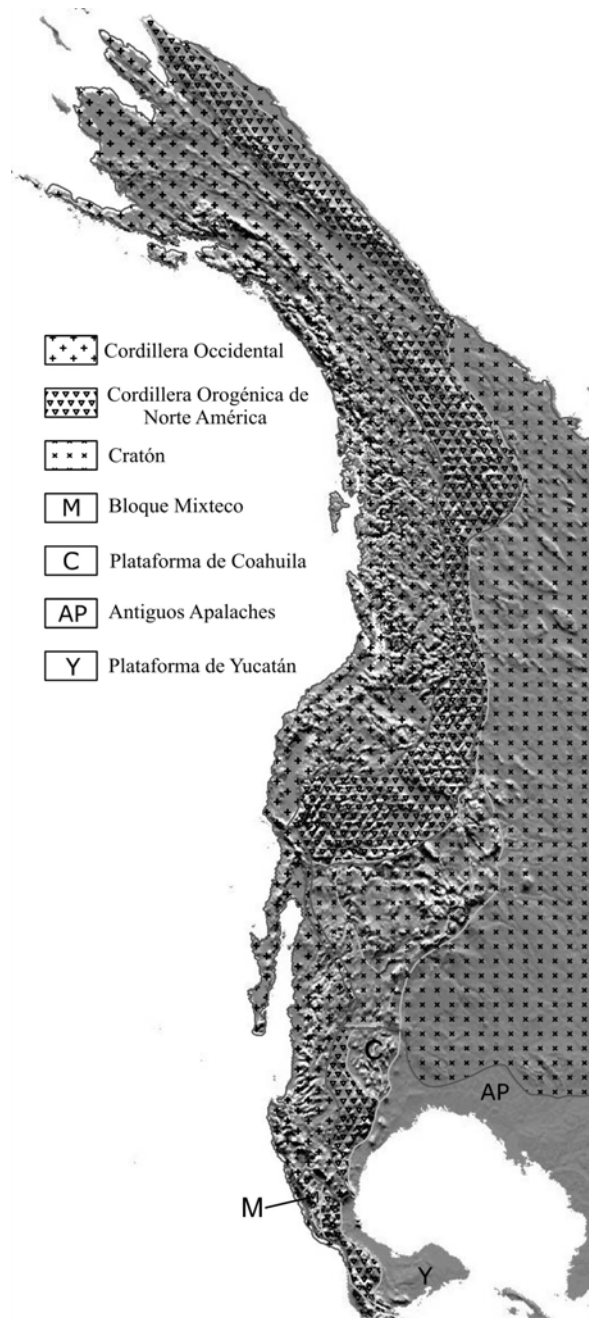


Figura 1.2.- Terrenos tectono - estratigráficos y la Faja de pliegues y cabalgaduras de Norte América, según Campa (1983), sobre el modelo digital de elevación tomado del protocolo de transferencia de hipertexto <http://www.ngdc.noaa.gov/seg/topo/img/na.gif>

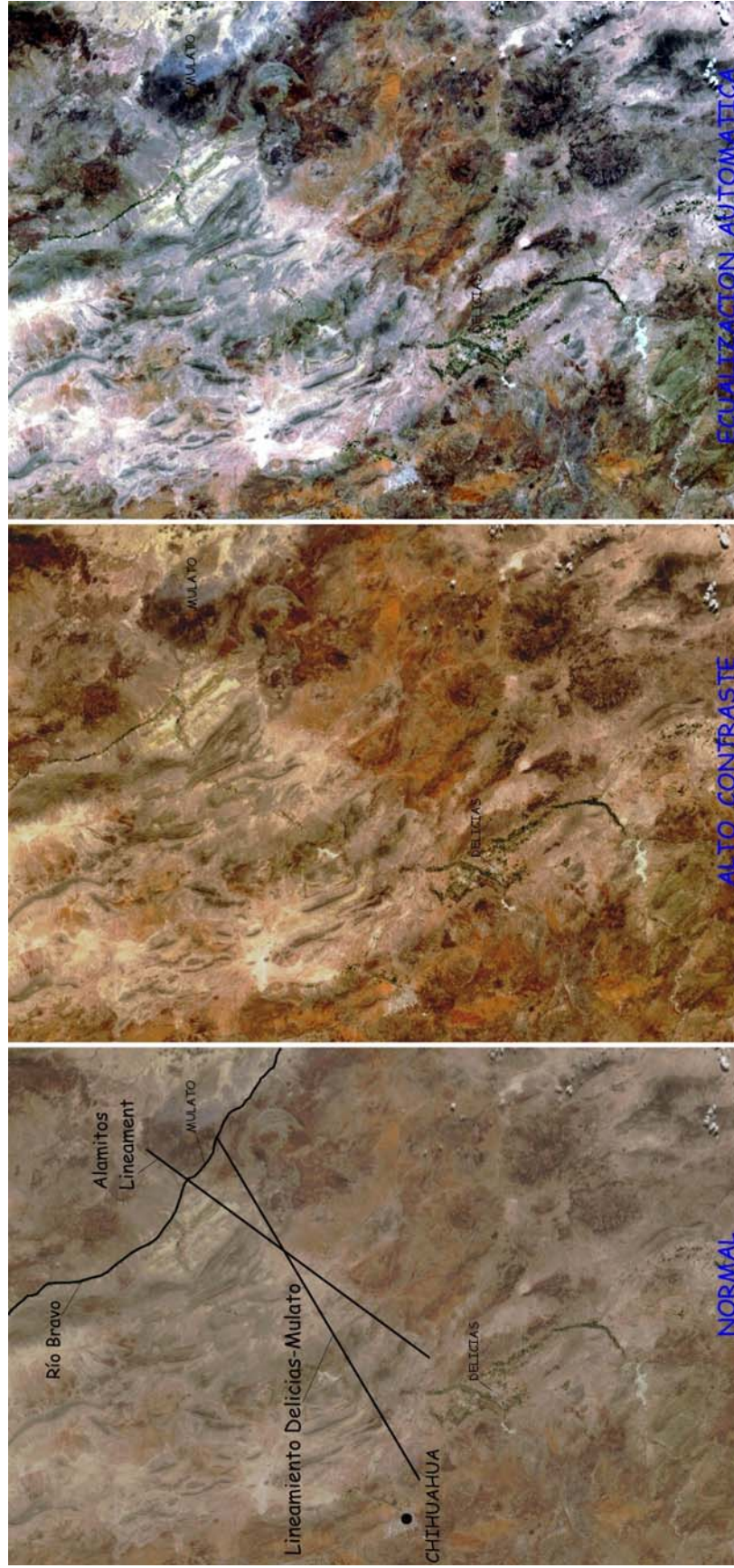


Figura 1. 3.- Imagen satelital de la región del lineamiento a la que se aplicaron parámetros de digitalización diferentes, por medio de un procesador de imágenes (imagen tomada del portal de internet visibleearth.nasa.gov; Mexico.A2002315.1735.250m.jpg)

- La distribución de afloramientos de rocas sedimentarias marinas Cretácicas al norte y el predominio de rocas volcánicas Paleógenas al sur también señala una dirección N45°E en el mapa geológico de la Fig. 1.4 (línea a rayas).
- Las diferencias observadas en el mapa de magnetometría de campo total del Estado de Chihuahua, elaborado por el Servicio Geológico Mexicano, antes Consejo de Recursos Minerales, CoReMi (Fig. 2.1), claramente identifican el magnetismo de las rocas volcánicas que predomina sobre el de las calizas cretácicas y depósitos aluviales cenozoicos. Aunque el lineamiento no está marcado por un alineamiento bien definido de anomalías magnéticas (Fig. 2.1), éste se delimita al norte de una anomalía estacionada en la región de Manuel Benavides.
- El mapa con la configuración de anomalías gravimétricas de aire libre muestra un cambio notorio entre ambas porciones al norte y al sur de lineamiento (Fig. 2.2). La región al sur del lineamiento está marcada por anomalías positivas burdamente orientadas en dirección NW que contrastan con anomalías de un mínimo gravimétrico toscamente paralelo al lineamiento.

No obstante, en la medida en la que se fueron conjuntando los datos estratigráficos, estructurales y paleomagnéticos de las regiones al sur y norte del lineamiento, surgió la dirección actualmente establecida de N65°E que prevalece en base a las descripciones que a continuación se ofrecen.

Por otra parte, el nombre de “Alamitos” tiene precedencia, teniéndose el propósito de utilizarlo en lugar del nombre “Delicias-Mulato” en las publicaciones que se deriven de esta tesis.

3. ANTECEDENTES

Entre los trabajos de mayor importancia publicados con anterioridad sobre la región que comprende al Lineamiento Delicias-Mulato (Fig. 3.1), se tiene el de Megaw (1981), quién desarrolló su tesis de maestría para la Universidad de Texas en Austin sobre la estructura de caldera de la Sierra del Charco, a la que denomina “Caldera de Pastorías”. Sobre la estructura de la Sierra de Santa Eulalia, Megaw (1989) desarrolla su disertación doctoral para la Universidad de Arizona en Tucson, considerando nuevamente una estructura de caldera a la que denomina “Caldera de Santo Domingo”.

Santa Eulalia representa un yacimiento mineral que por su importancia ha sido objeto de varios trabajos, tanto de geología como de explotación minera, distinguiéndose entre otros el de Prescott (1908) y Megaw (1989). Relacionado con otros yacimientos se tiene el de Stone (1959) sobre el yacimiento mineral de Naica, Chihuahua; Vázquez y Franco-Rubio (1993) sobre la estructura dómica de la Sierra de Magistral, Chihuahua; Franco-Rubio (1978) como investigación de tesis de maestría para la Facultad de Ciencias de la UNAM, sobre la estratigrafía de las sierras de Savonarola, Naica, El Pajarito y Camargo. Chuchla (1981) desarrolló su tesis de maestría para la Universidad de Texas en Austin sobre la Sierra Rica al sur de El Mulato. Franco-Rubio (1983) desarrolla su investigación sobre la estructura del tronco de San Carlos en la región de Manuel Benavides al sur de El Mulato; Cabrera, et al. (1984) al frente de un grupo de investigadores del entonces Departamento Geológico (Zona Norte) de la Comisión Federal de Electricidad, lleva a cabo el estudio de los mantos de carbón interestratificados en facies de la Formación San Carlos de Cretácico Superior de la región de Ojinaga-Manuel Benavides en el Estado de Chihuahua. Labarthe-Hernández y Tristán-González (1989) publican edades del vulcanismo en Sierra de Encinillas al sur del lineamiento.

Entre los trabajos relativos al paleomagnetismo de rocas volcánicas y sedimentarias del estado, se cuenta con las publicaciones de Goguitchaivilli, et al. (2001), Royo, et al. (2004), Alva-V, et al. (2003), y Urrutia-Fucugauchi (1981).

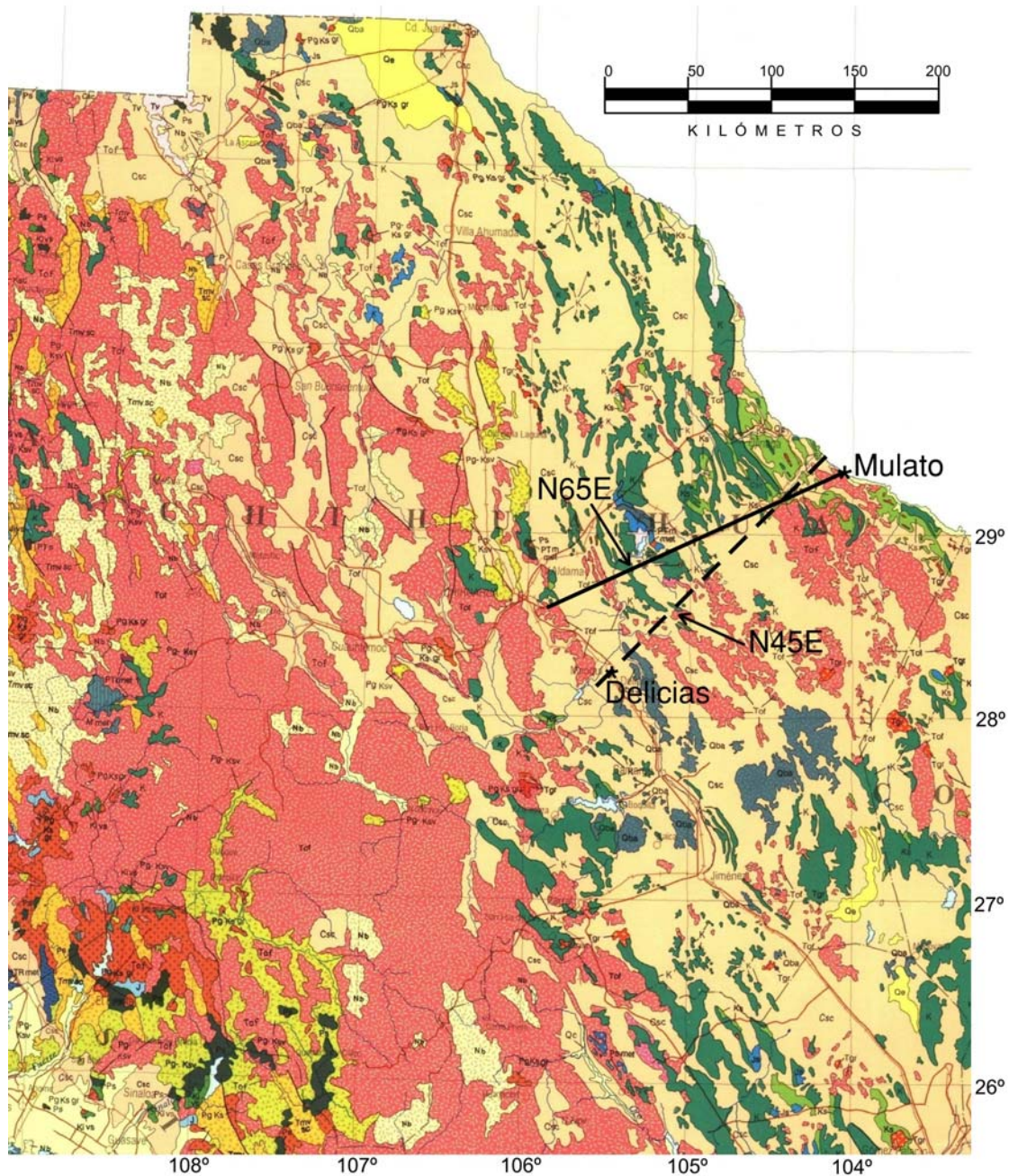


Figura 1. 4.- Geología del Estado de Chihuahua con el área circunscrita al lineamiento donde se muestran las direcciones aproximadas, tanto del Lineamiento Delicias-Mulato (N65°E), como del Lineamiento de Alamitos (N45°E) sugerido por Haenggi (2001). Geología tomada de CoReMi (1992)

Petróleos Mexicanos cuenta con magníficos informes geológicos y sus correspondientes mapas que cubren toda esta región del lineamiento. No obstante lo anterior, aún no se ha encontrado publicación alguna de investigación geológica que trate específicamente sobre el Lineamiento Delicias-Mulato.

4. GEOLOGÍA DE LA REGIÓN INVOLUCRADA EN LA DEFINICIÓN DEL LINEAMIENTO DELICIAS-MULATO

Como característica importante y aunada a las diferencias señaladas en los párrafos anteriores, se observa que los afloramientos de rocas pre-Paleógeno son dominantes al norte del lineamiento. Con toda probabilidad, los emplazamientos de rocas volcánicas de edad Paleógena debieron ocurrir al norte y al sur del lineamiento indistintamente, si consideramos que los intrusivos Paleógenos principales a los que se atribuye la existencia de las rocas volcánicas, se distribuyen también indistintamente al norte y sur de lineamiento (Figs. 4.1 y 5.5). No obstante, los afloramientos de rocas volcánicas son dominantes al sur del lineamiento, solo preservándose al norte del mismo como relictos de erosión de manera escasa y aislada (Figs. 1.4 y 4.1).

El establecimiento de hipótesis relativas al origen del lineamiento congruentes con las observaciones en el terreno se llevó a cabo a través del estudio de áreas diferentes que contienen afloramientos ubicados al norte y sur del mismo, tanto de rocas sedimentarias como volcánicas. Con ese propósito, se eligieron 17 localidades distintas que se muestran a continuación, separándolas de acuerdo a su posición regional al norte o sur del lineamiento, de las que se obtuvo información geológica y paleomagnética (Fig. 4.4).

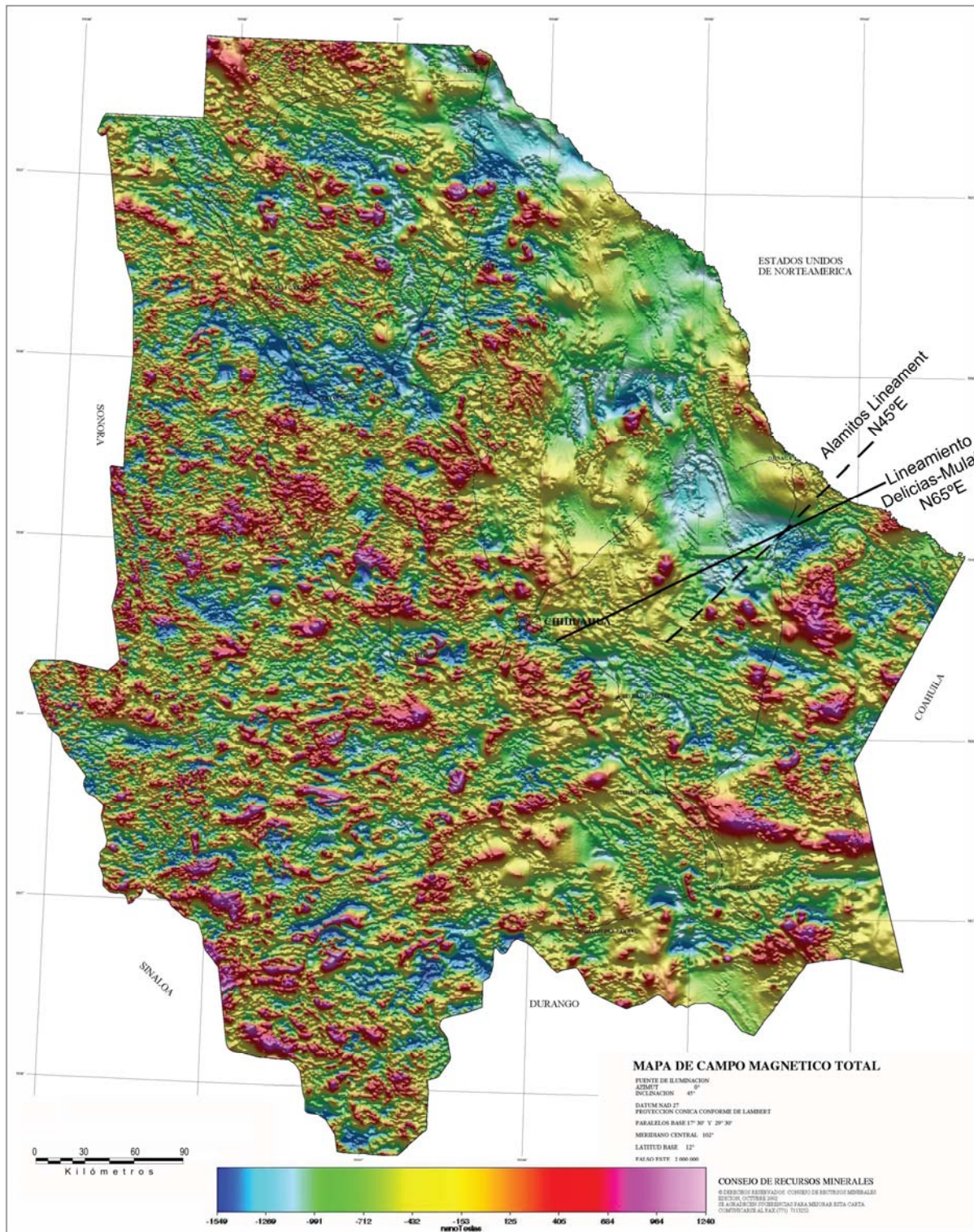


Figura 2. 1.- Magnetometría de campo total del Estado de Chihuahua, donde se muestra la región del Lineamiento Delicias-Mulato con rumbo aproximado N65°E, así como el Lineamiento de Alamitos de rumbo N45°E, sugerido por Haenggi (2001). Tomado del portal de Internet del Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2005.

La investigación geológica en todas estas áreas no cubre la totalidad de la región que circunda al lineamiento como pudiera desearse; sin embargo, los resultados que de ella se derivan permiten establecer las diferencias básicas existentes entre ambos bloques definidos por el lineamiento.

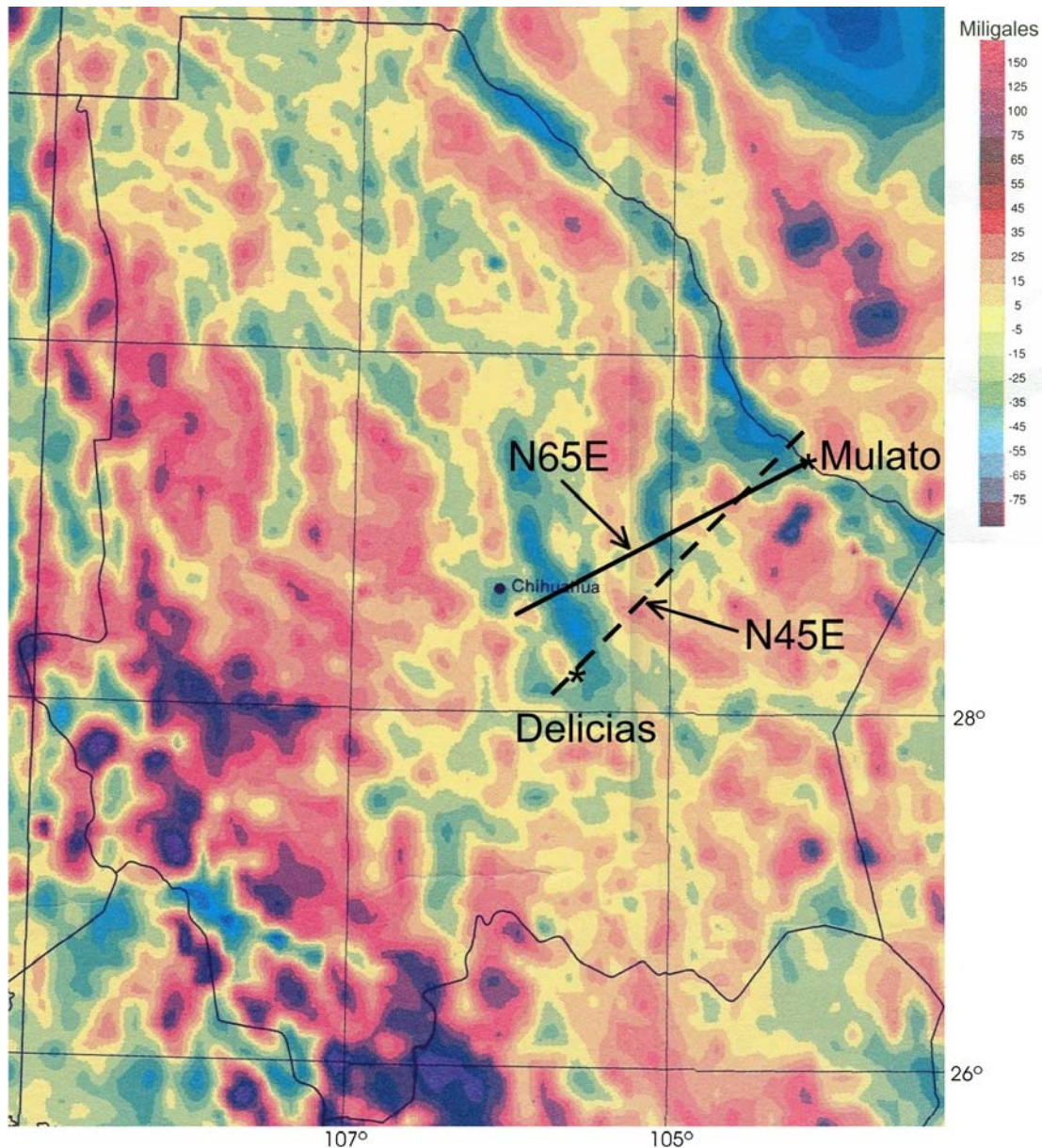


Figura 2. 2.-Gravimetría del Estado de Chihuahua, donde se muestra la configuración de anomalías de aire libre (Segmento tomado de la carta publicada por De la Fuente-Duch, et al., 1991). También se muestra la dirección propuesta para el Lineamiento Delicias-Mulato de rumbo N65°E, en comparación con la dirección del Lineamiento de Alamitos de rumbo N45°E, sugerido por Haenggi (2001).

4. 1. Estratigrafía

Las secuencias sedimentarias al norte y sur del lineamiento presentan características notoriamente diferentes en cuanto a su ambiente de depósito, lo que constituye uno de los rasgos distintivos que lo definen. En lo particular, las diferencias estratigráficas se dan esencialmente en la secuencia pre-neocomiana, que en el extremo sudoccidental de Laurencia (norte del lineamiento), presenta gruesos espesores de formaciones marinas de composición eminentemente calcárea para el Precámbrico, Paleozoico y Jurásico (Haenggi, 2001, 2002; Tablas 1 y 3), mientras que en la porción al sur del lineamiento se depositaron sedimentos de margen continental sobre corteza oceánica (Océano Rheic, Poole, et al., 2005), ahora constituyendo la sutura Ouachita-Marathon-Sonora que se distribuye a lo largo y ancho del subsuelo de la región suroriental del Estado de Chihuahua (sur del Lineamiento Delicias-Mulato).

La porción al norte se circunscribe a la región que comprende exclusivamente y en su totalidad a la Cuenca de Chihuahua originalmente definida por DeFord (1964). Haenggi (2001) redefine esta zona como “el área del nororiente de Chihuahua y partes adyacentes de Texas, Nuevo México y Sonora que más tarde se convierten en sitios de la cuenca Mesozoica pre-Albiana. Un límite meridional arbitrario para la cuenca es colocado en la orilla del cratón de Norte América definido por los datos isotópicos de plomo (James y Henry, 1993) y el lineamiento de Alamitos, mientras que otro límite arbitrario noroccidental es seleccionado a lo largo del Meridiano 109° (la cuenca pre-Albiana se extiende mas allá de estos límites hacia el sur en Coahuila y al oeste en Arizona y Sonora)”

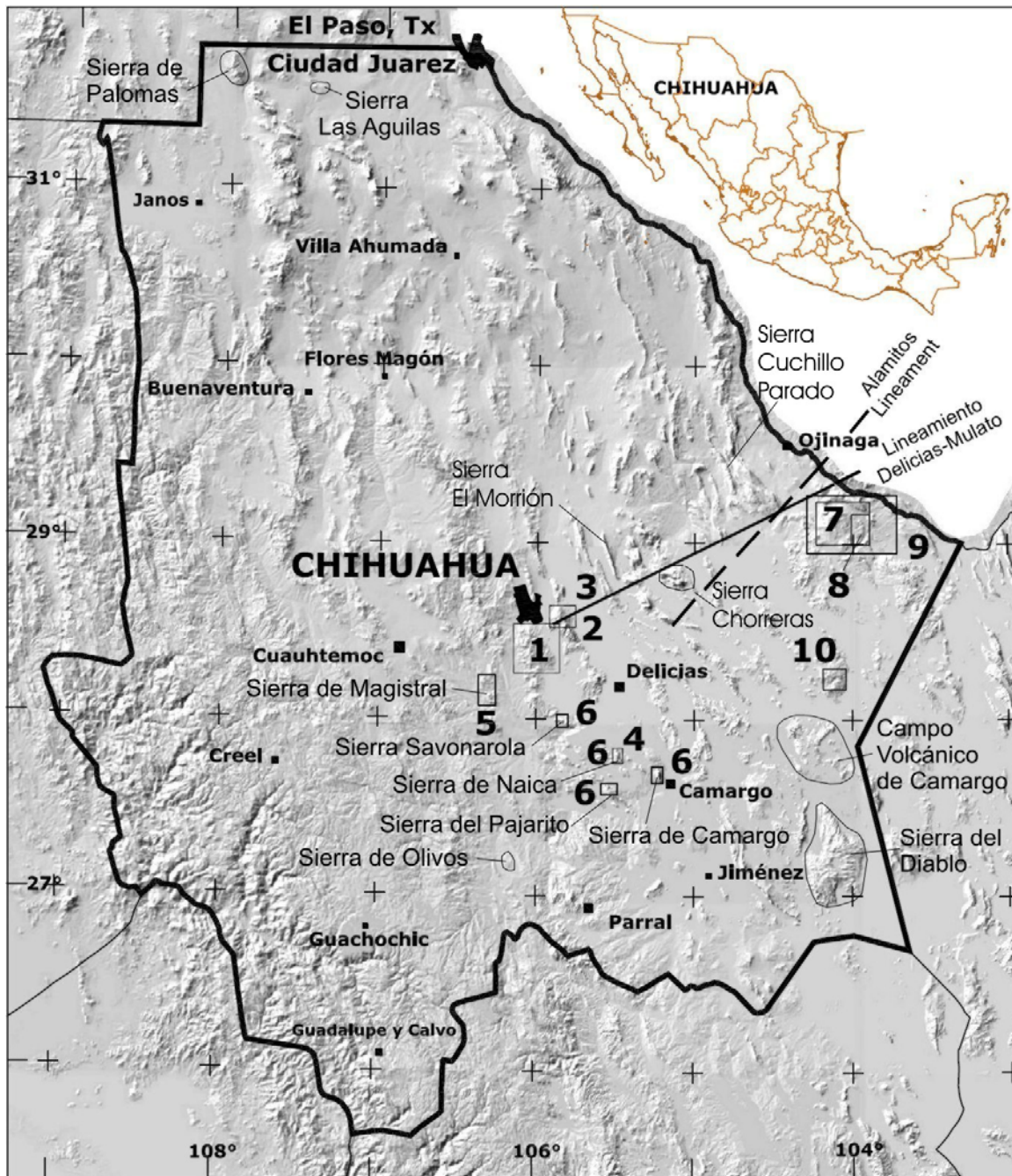


Figura 3. 1.- Índice de trabajos y sierras mencionados para la región del Lineamiento Delicias-Mulato. 1) Megaw, 1981; 2) Megaw, 1989; 3) Prescott, 1908; 4) Stone, 1959; 5) Vázquez y Franco, 1993; 6) Franco-Rubio, 1978; 7) Chuchla, 1981; 8) Franco-Rubio, 1983; 9) Cabrera, et al., 1984; 10) Labarthe y Tristán, 1989.

El lineamiento de Alamitos arriba mencionado (Haenggi, 2001), coincide aproximadamente con la dirección N45°E originalmente establecida para el Lineamiento

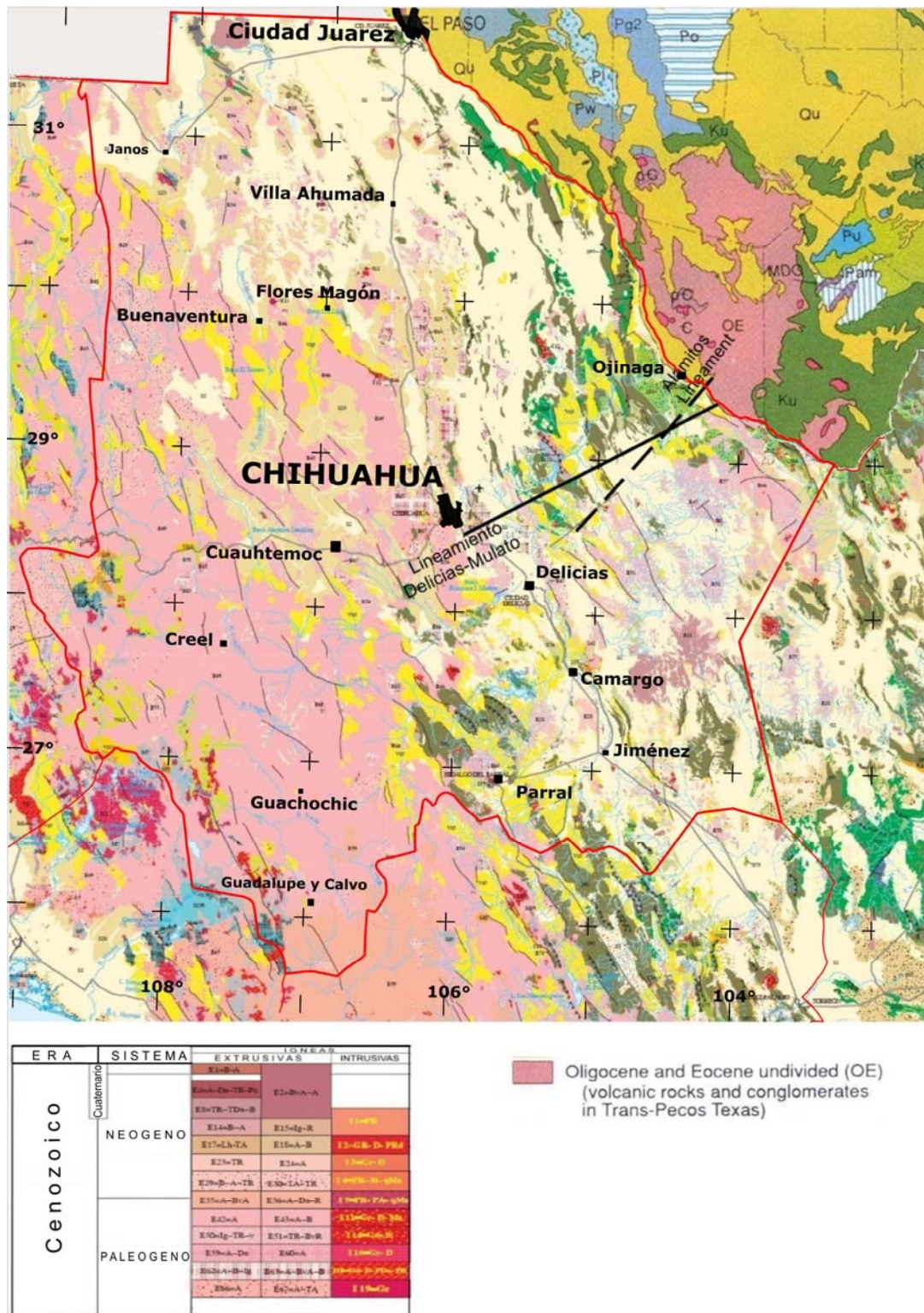


Figura 4. 1.- Geología del Estado de Chihuahua y de la porción occidental del Estado de Texas, mostrando los afloramientos de rocas ígneas de edad Paleógena, en especial aquellos que se presentan al norte del Lineamiento Delicias-Mulato (Geología tomada del portal de internet Coremisgm.com.mx y B.E.G., 1992).

The map displays the state of Chihuahua, Mexico, with its 37 municipalities labeled. The state is bordered by Coahuila de Zaragoza to the north, Durango to the northeast, and the United States to the east and south. The Gulf of California is visible to the southeast. A thick black line in the northeast corner of the state delineates a specific region, which is labeled 'Alamitos' and 'Delicias-Mulato'. This region includes the municipalities of Ojinaga, Manuel Benavides, and Delicias. The map also shows the location of Ciudad Juárez in the north and the city of Chihuahua in the center. Latitude lines are marked at 27°, 29°, and 31°N, and longitude lines at 104°, 106°, and 108°W.

17

4. 1. 1. Rasgos estratigráficos septentrionales al lineamiento

Para la parte norte del lineamiento se describen las características lito-estratigráficas principales que, con un sinnúmero de buenos afloramientos en donde se exhibe la secuencia de esta porción septentrional, destacan las regiones del Cuadrángulo Riva Palacio del municipio del mismo nombre (Figs. 4.2 y 4.4), Chihuahua capital, Sierra de Aldama, Placer de Guadalupe-Plomosas-Carrizalillo del Municipio de Aldama, y los pozos perforados por Petróleos Mexicanos (Tabla del Apéndice B), por presentar las secciones mas completas. Se tienen también los afloramientos de Cuchillo Parado y Cañón de Navarrete en los municipios de Coyame y Ojinaga, respectivamente.

4. 1. 1. 1. Precámbrico

Con solo cinco puntos en el Estado de Chihuahua donde se tiene reconocido el Precámbrico (Pozo Chinos-1, Pozo Moyotes-1, Pozo Ojinaga-1, Sierra de Aldama y Sierra de Carrizalillo), y dos mas en clastos de unidades del Mesozoico en Sierra Mojina y Sierra de Juárez (Haenggi, 2001), coincidentemente todos quedan ubicados al norte del lineamiento (Fig. 4.2). Esta coincidencia sobresale como un rasgo importante que diferencia al basamento de esta región en comparación del basamento al sur del lineamiento en el Estado de Chihuahua. Cabe hacer notar que en el Campo Volcánico de Camargo (Fig. 3.1), el cono cinerítico La Olivina produjo xenolitos compuestos por rocas ultrabásicas a los que Rudnik y Cameron (1991) fecharon en 1370 Ma. Se presume que los xenolitos proceden de la base de la corteza continental.

Tabla 1.- Correlación estratigráfica para la región del Lineamiento Delicias-Mulato. Referencias: 1) Escamilla-H, et al., 1991; 2) Haenggi and Muehlberger, 2005; DeFord and Haenggi, 1970. 3) Santamaría et al., 1991. 4) Araujo y Arenas, 1986. 5) Este trabajo.

sistema	serie	etapa	TEXAS	PALOMAS CHIHUAHUA 1	CUENCA CHIHUAHUA 2	CUENCA SABINAS 3	MAR MEXICANO 4	LINEAMIENTO DELICIAS 5 MULATO	
neógeno	HOLOCENE							HOLOCENE	
	PLEISTOCENE							PLEISTOCENE	
	PLIOCENE							PLIOCENE	
MIOCENE	MIOCENE								
paleógeno	OLIGOCENE							OLIGOCENE	
	EOCENE							EOCENE	
	PALEOCENE							PALEOCENE	
cretácico	GULFIAN	Maastrichtian	Navarro Taylor		PICACHO	ESCONDIDO OLMOS	?	PICACHO	
		Campanian			SAN CARLOS	SAN MIGUEL		SAN CARLOS	
		Santonian	Austin		OJINAGA	UPSON		OJINAGA	AUSTIN
		Coniacian				AUSTIN			
		Turonian	Eagle Ford						
	COMANCHEAN	Cenomanian	Woodbine-Buda		CALIZA AURORA	BUDA DEL RIO GEORGETOWN KIAMICHI TAMAULIPAS SUPERIOR	MEZCALERA	AURORA	AURORA
		Albian	Fredericksburg	BENIGNO	LA PEÑA	CUCHILLO		CUCHILLO	
		Aptian	Trinity	COYAME					
	COAHUILAN		Pearsall	CUPIDO					
		Barremian	Sligo	LA VIRGEN		LA VIRGEN			
		Hauterivian		LAS VIGAS	LAS VIGAS	PADILLA			
		Valanginian		NAVARRETE	NAVARRETE	BARRIL VIEJO			
		Berriasian		NAVARRETE	NAVARRETE	MENCHACA			
	jurásico	SABINAS	Tithonian	Cotton Valley	LA CASITA	EVAPORITES	LA CASITA	LA CASITA	LA CASITA
Kimmeridgian			Buckner		LA CASITA				
Oxfordian			Smackover			LA GLORIA / OLVIDO	EQ. LA GLORIA		
		Callovian	Louann Werner						
		Bathonian							
		Bajocian							
triásico	UPPER	Rhaetian							
		Norian		Santa Rita Concha Scherrer Epitaph Collina Earp					
		Carnian							
pérmico			Hueco Group						
pensilvánico			Magdalena Group	HORQUILLA					
misisípico			helms fm	PARADISE					
			rancheria fm	GRUPO ESCA- BROSA	HACHITA KEATING				
devónico			las cruces fm	PERCHA					
			percha shale						
silúrico			canutillo fm						
ordovícico			fusselman dol.	MONTOYA					
			montoya group	CABLE CANYON					
cámbrico-ordovícico			el paso group	EL PASO					
precámbrico			bliss sandstone	BLISS					
				GNEISS GRANITICO					

BUDA
DEL RIO
GEORGETOWN
KIAMICHI
EDWARDS
WALNUT
GLEN ROSE

COYAME
LA PEÑA
CUPIDO
LA VIRGEN

Los afloramientos de rocas precámbricas en las Sierras de Aldama y Carrizalillo se reportaron hasta la década de los 80s en el Estado de Chihuahua (Blount, 1982; Mauger, 1983; Quintero y Guerrero, 1985), incrementando significativamente la información que se tenía hasta entonces provenientes de los pozos perforados por Petróleos Mexicanos (Tabla del Apéndice B). La Sierra de Aldama se prolonga desde su parte meridional a 30 km al noreste de la ciudad de Chihuahua, por espacio de aproximadamente 70 km con rumbo promedio de N25°W, cambiando de nombre en esa extensión (Sierra de Aldama, Sierra del Cuervo, Sierra de Peña Blanca, Sierra Las Burras, etc.).

La Sierra de Aldama constituye un bloque basculado, al igual que los bloques de las sierras de Nombre de Dios-Valle El Mimbres (Fig. 4.6), La Cantera, La Haciendita, La Mariana, etc., originado a raíz de la tectónica de distensión, uno de cuyos resultados es la separación de la Península de Baja California a lo largo de la Falla de San Andrés. Dicha tectónica de distensión puede ser adscrita al proceso que conforma la Provincia de Cuencas y Sierras sugerido por Stewart (1998).

Aparentemente, el basculamiento observado en la Sierra de Aldama es un rasgo joven al que se pueden atribuir las grietas que regularmente aparecen en los valles aluviales contiguos hacia el oriente de esta sierra (Valles de Aldama y de San Diego de Alcalá), con la misma orientación de la Sierra de Aldama (N25°W) y en segmentos de longitudes que alcanzan entre 0.5 y 2 kilómetros (Fig. 4.3). El bloque de la Sierra de Aldama está limitado al oeste por una falla normal de rumbo N30°W y su desplazamiento vertical coloca al mismo nivel a la secuencia volcánica Paleógena con los sedimentos tipo flysch de la Formación Rara (Fig. 4.6).

Embebidos en la secuencia tipo flysch, se presentan bloques tectónicos de rocas hasta de 0.11 km^2 que alcanzan la facies de metamorfismo regional de anfibolita de edad Precámbrica (Mauger, 1983).

Blount (1982, 1993) describe estos bloques de secuencia precámbrica en la Sierra de Aldama como un complejo meta-ígneo del Proterozoico Medio que consiste de metagabro-metadiorita calcoalcalina con una edad radiométrica de 1.33 Ga, U/Pb, y metagranitos con una edad de 1.28 Ga, U/Pb. Además, el complejo es intrusionado por metabasaltos-metadiabasas más jóvenes y por diques de grano fino y pegmatíticos de trondhjemitita (roca plutónica con oligoclasa, cuarzo y biotita), con 1.08 Ga, U/Pb, estos últimos.



Figura 4. 3.- Grieta perteneciente al sistema de fracturas con rumbo N25°W, desarrollada en sedimentos aluviales del Valle de Aldama-San Diego de Alcalá. Al fondo, mirando al SW, la Sierra de Santa Eulalia. Como escala el Ing. Carlos García-Gutiérrez y el periodista de El Heraldo de Chihuahua.

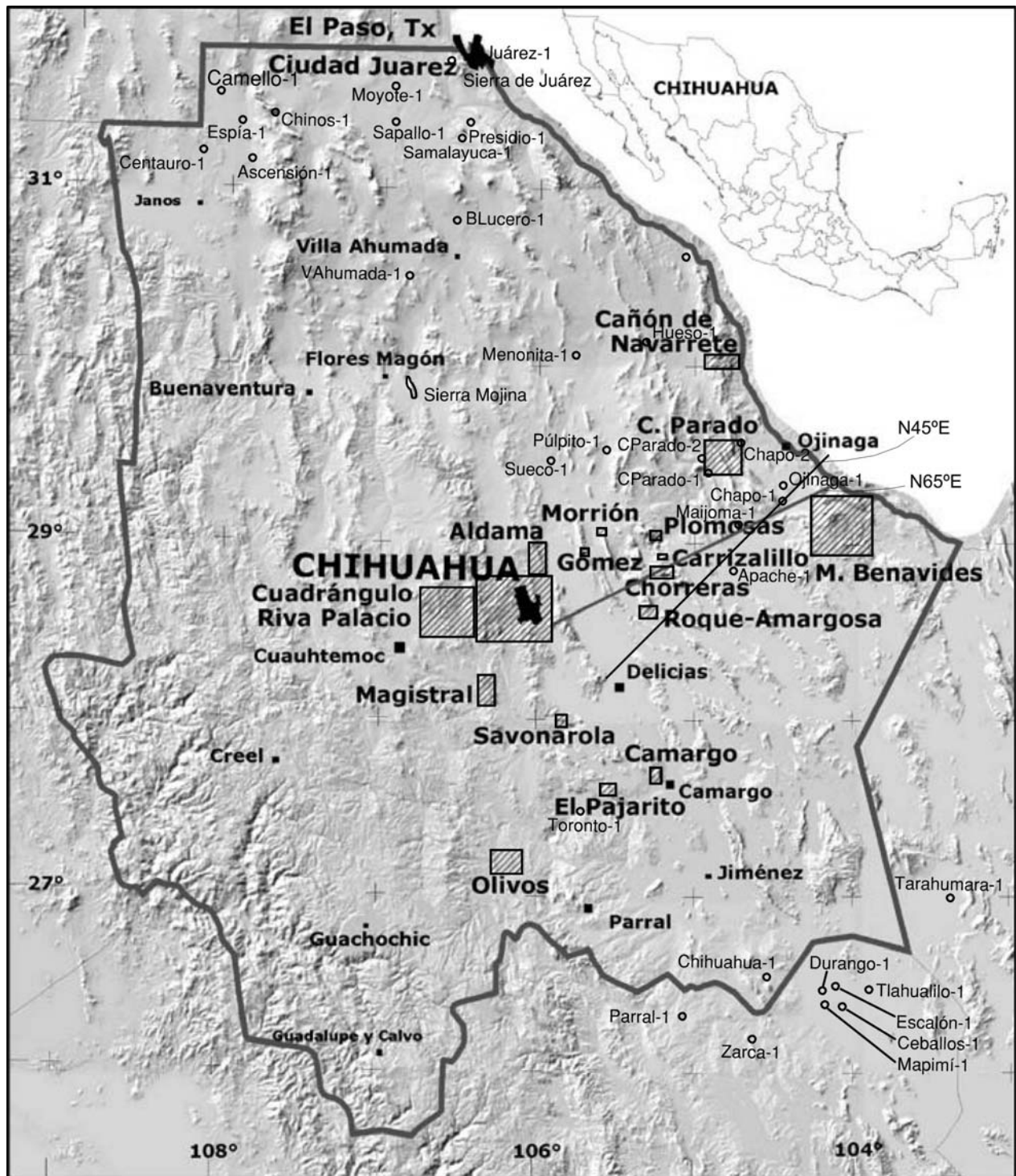


Figura 4. 4.- Mapa de localización de las áreas estudiadas y de ubicación de los pozos de Petróleos Mexicanos en el Estado de Chihuahua y regiones circunvecinas.

En base a la asociación litológica descrita, a la edad establecida y a la afinidad geoquímica, Blount (1993) sugiere que esta región se desarrolló hace 1.3 Ga como un arco de islas o arco ensiálico cercano a la costa con su correspondiente magmatismo de arco posterior.

La Sierra de Carrizalillo se localiza aproximadamente en la parte media del Lineamiento Delicias-Mulato, a escasos kilómetros al norte de la traza sugerida para el lineamiento. Constituye una elevación relativamente pequeña con 500 m sobre el nivel medio del terreno y con una superficie que abarca 6.64 km² (Figs. 4.4, 4.7 y 4.10).

La sierra constituye el núcleo observable de un levantamiento que se interpreta como propiciado por el empuje de un cuerpo ígneo intrusivo sepultado a profundidad, núcleo que por procesos erosivos posteriores queda expuesto en superficie exhibiendo la columna más completa de rocas precámbricas y paleozoicas del Estado de Chihuahua (Figs. 4.10 y 4.11). Los apófisis de este intrusivo, con edades que van desde 32.69 a 33.13 Ma (Ar/Ar, Tabla 2, Iriondo et al., 2004), afloran en diferentes partes de la gran estructura dómica Paleógena que aplica una deformación sobreimpresa a las estructuras pre-existentes en esta región.

La estratigrafía precámbrica aflora en el extremo noroccidental de la Sierra de Carrizalillo (Fig. 4.7) con aproximadamente 0.5 km² de extensión (Blount, 1993). Incluye anfibolitas, metagranitos, gneiss y diques pegmatíticos (Dyer y Reyes, 1987), con una edad reportada para el ortogneiss de 954.70 ± 4.14 Ma (Ar/Ar, Iriondo et al., 2004)

Por otra parte, Mosher (1998) concluye que el mismo proceso de orogenesis colisional registrado en los diques de trondhjemitita del Proterozoico Medio (1080 ± 5 Ma) de Sierra del Cuervo y en los granitoides polideformados del final del tectonismo de la Sierra de Carrizalillo, se evidencia en el oeste de Texas afectando primero al Grupo de las

Montañas Carrizo (1380 ± 20 a 1327 ± 28 Ma) y luego provocando el cierre de la cuenca posterior del arco de islas (ca. 1250 Ma).

4. 1. 1. 2. Paleozoico

Afloramientos de edad paleozoica en Chihuahua se tienen registrados en la esquina noroeste del estado, conformando las sierras de Santa Rita, Los Chinos, Palomas, Rica, La Salada, Azcárate y La Vinata (Ramírez y Acevedo, 1957; García-Esparza, 1987, 1992; Sivils, 1987, 1992; Torres-Espinoza, et al. 1987). También se encuentran afloramientos en el centro-oriental del estado en las sierras de Aldama, Placer de Guadalupe, Plomosas y Carrizalillo (Bridges, 1966; De Cserna, 1966; Dyer, et al. 1987).

Las rocas sedimentarias paleozoicas ubicadas en Chihuahua al norte del lineamiento, se depositaron en dos grandes secuencias. La primera, representativa del Paleozoico Inferior y predominantemente carbonatada, comprende las formaciones Bliss, El Paso, Cable Canyon, Montoya y Fusselman, desarrolladas bajo un dominio intracratónico dentro de la Cuenca Tobosa. Esfuerzos compresivos asociados a la Orogenia Taconiana durante el Ordovícico Medio – Tardío, interrumpieron la sedimentación por elevación regional (Escamilla-H, et al., 1991).

La ancestral Cuenca Tobosa (Galley, 1958) existió desde el Precámbrico Tardío hasta el Paleozoico Medio (Fig. 4.5), pero cuando Laurasia y Gondwana convergieron en colisión desde el Carbonífero, se dividió en las cuencas Delaware, Central, Midland y Valverde (Hills, 1984).

La segunda secuencia desarrollada en el Paleozoico Superior, está representada por las formaciones Percha, Escabrosa, Paradise, Horquilla, Earp, Colina, Epitaph, Scherrer, Concha, Santa Rita, Plomosas, Verde, Rara, y Conglomerado Mojina (Escamilla-H, et al.,

1991). Wilson (1992), señala a las cuencas Pedregosa y Orogrande (Fig. 4.8), que albergaron las formaciones Permo-Pensilvánicas que afloran entre Palomas y Placer de Guadalupe en Chihuahua, como el producto de movimientos distensivos tipo “rift”. García-Esparza (1992) sugiere la actualización estratigráfica del Paleozoico al norte del Lineamiento Delicias-Mulato, considerando que las formaciones que afloran en el área de Palomas en la esquina noroeste del estado (Fig. 4.9), presentan las mismas características litológicas que las del área de Placer de Guadalupe, en el centro-oriente del estado (Fig. 4.10).

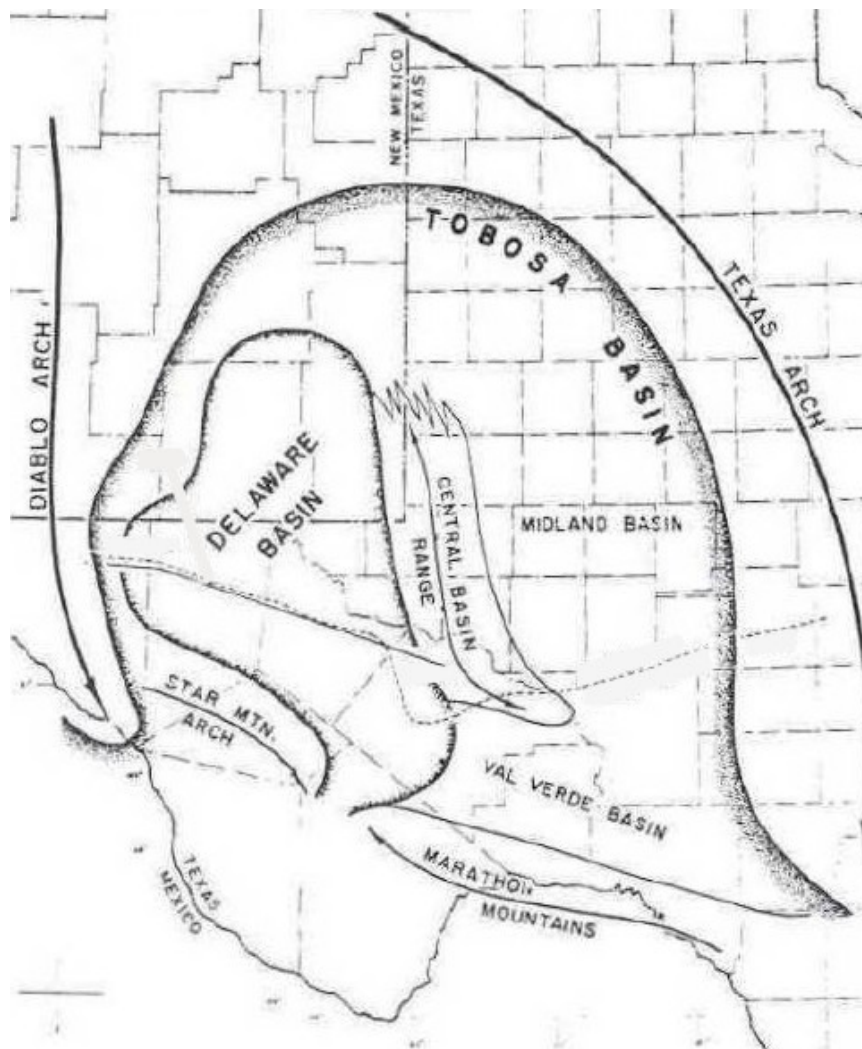


Figura 4. 5.- Cuenca Tobosa de Texas y Nuevo México (Talley, 1997), cuya prolongación a Chihuahua alberga los sedimentos del Paleozoico Inferior (Escamilla-H, et al., 1991).

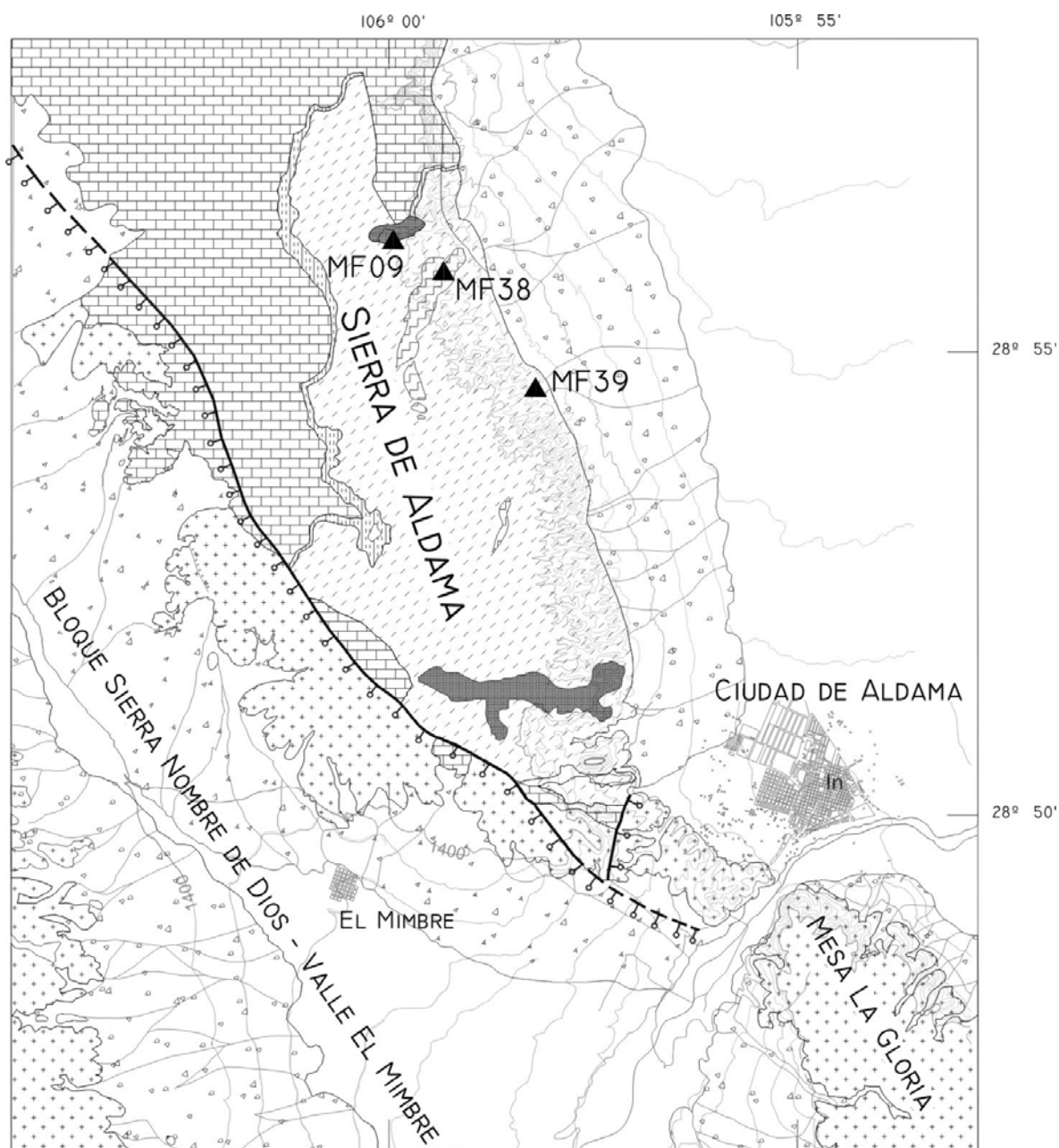


Figura 4. 6.- Geología de la región Chihuahua-Aldama, configurada por la Sierra de Nombre de Dios al occidente, la Sierra de Aldama al norte, y las sierras Mesa La Gloria y Santa Eulalia al oriente.

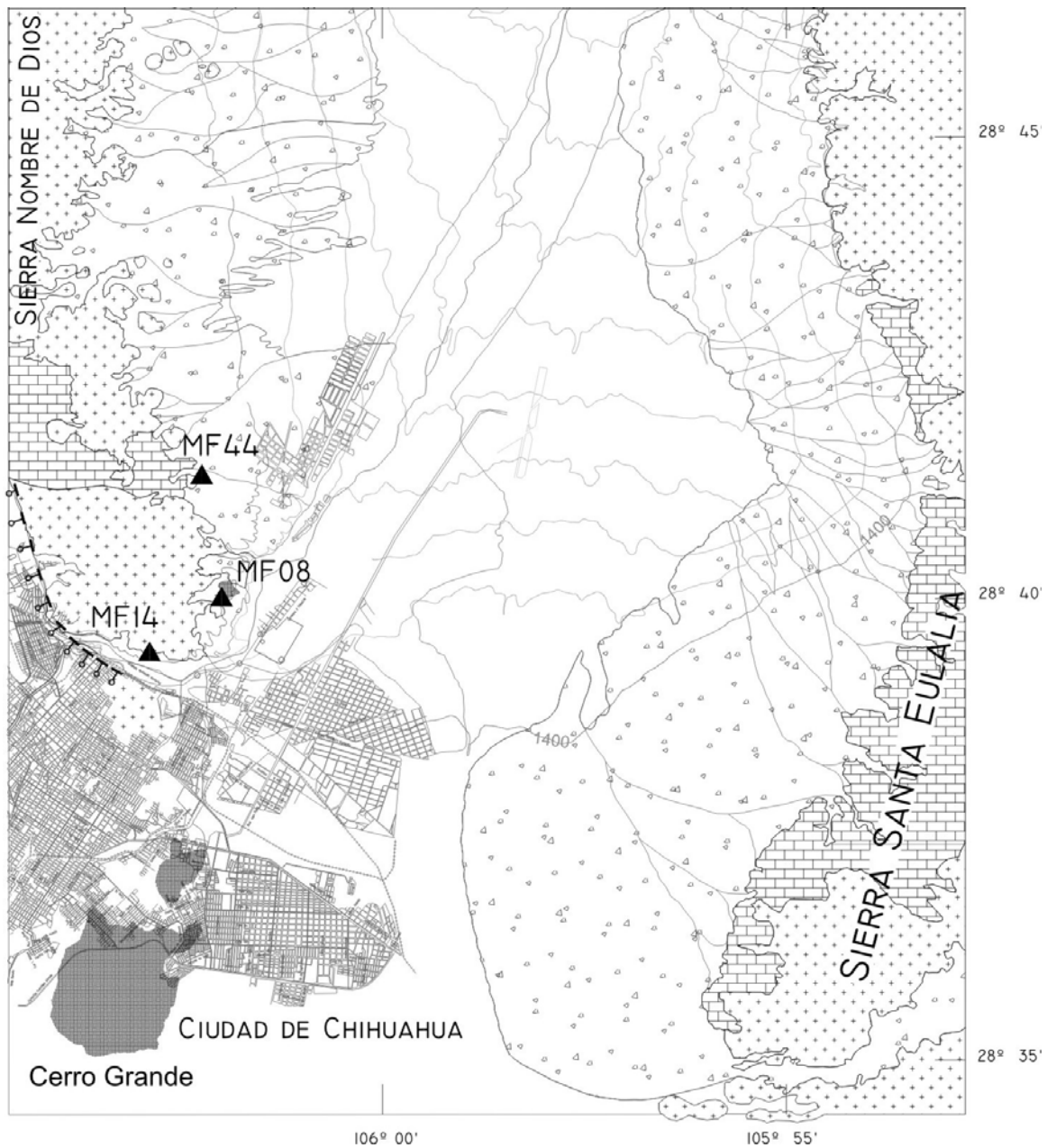


Figura 4. 6.- Continuación

Petróleos Mexicanos tiene ubicados 14 pozos al norte del lineamiento (Chapo-2, Villa Ahumada-1, Samalayuca-1, Chinos-1, Moyotes-1, Presidio-1, Espía-1, Ascensión-1, Centauro-1, Tarahumara-1, Ojinaga-1, Maijoma-1, Menonita-1 y Sueco-1), todos los cuales cortaron rocas de edad paleozoica a diferentes profundidades (Fig. 4.4; Apéndice B). De

éstos, el que presenta la columna paleozoica mas completa es Pozo Chinos-1 en el noroeste del estado hacia el occidente de Ciudad Juárez.

4. 1. 1. 2. 1. Región Noroeste del Estado de Chihuahua

4. 1. 1. 2. 1. 1. Pozo Chinos-1

Perforado por Petróleos Mexicanos, se ubica en las coordenadas geográficas 107°44'07" de longitud oeste y 31°25'06" de latitud norte (Fig. 4.4), contiene la columna estratigráfica paleozoica mas completa de esta región (Tabla del Apéndice B), habiendo cortado a las formaciones Concha que aflora, Scherrer desde los 82 m, Epitaph a los 86 m, Colina a 396 m, Earp a 842 m, Horquilla a 1034 m, Paradise a 1925 m, Hachita a 2134 m, Keating a 2342 m, Percha a 2671 m, Canutillo a 2853 m, Montoya a 3425 m, Cable Canyon a 3820 m, El Paso a 4150 m, Bliss a 4349 m y un granito Precámbrico a 4381 m cuya edad radiométrica es de 1327 ± 242 Ma (Tabla del Apéndice B).

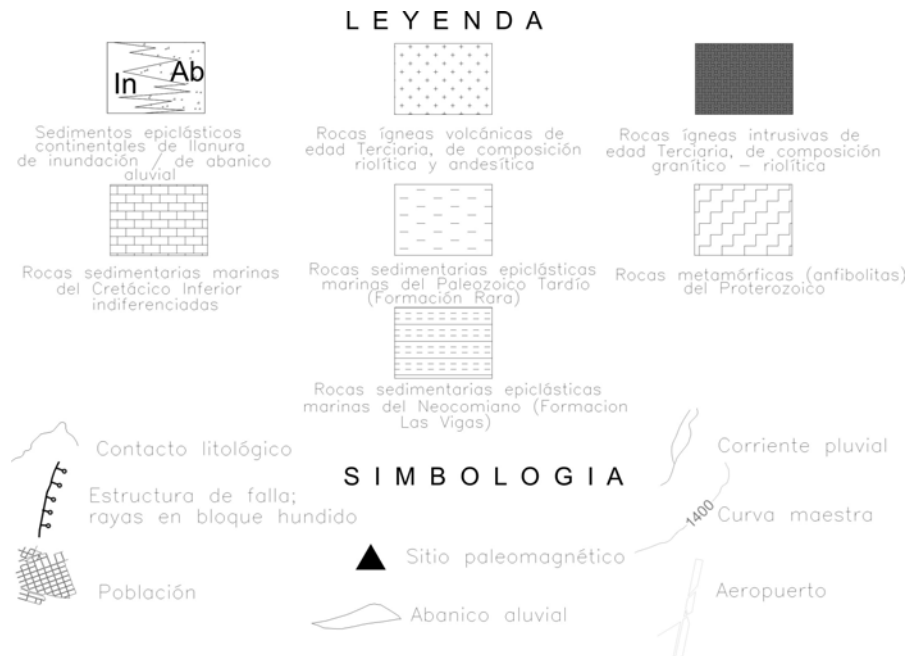


Figura 4. 6.- Continuación



Figura 4. 7.- Panorámica de la Sierra de Carrizalillo, vista en dirección S30°W.

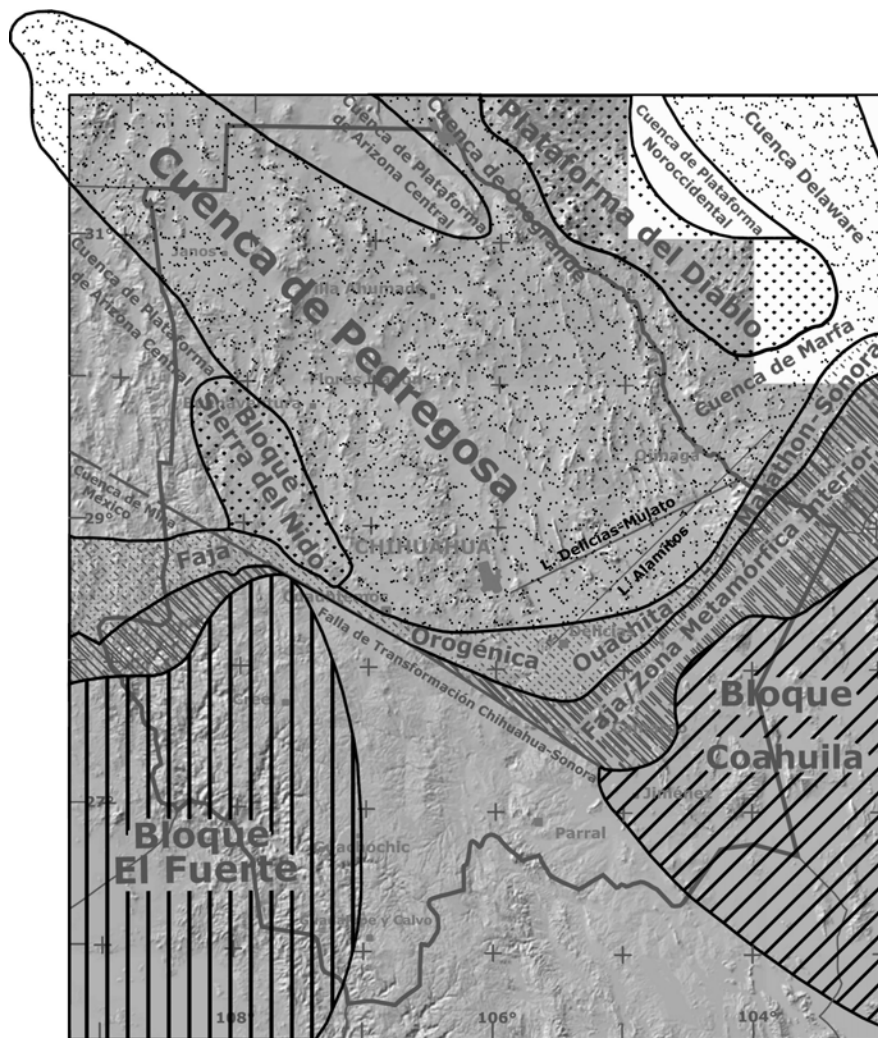


Figura 4. 8.- Elementos geológicos del Paleozoico Tardío para la región del Lineamiento Delicias Mulato. Redibujado de la Figura 3 de Poole et al., 2005.

Tabla 2.- Fechamientos radiométricos publicados por varios autores para rocas ígneas involucradas en la definición del Lineamiento Delicias-Mulato.

LOCALIDAD	UNIDAD	MUESTRA	MINERAL	COORD. GEOG/UTM	ISÓTOPOS	EDAD Ma	REFERENCIA
Sierra del Charco	Basalto San Ramón	4MPB	Roca total		K/Ar	33.3 ±0.7	Megaw, 1983
Sierra del Charco	Basalto San Ramón	ECD	Roca total		K/Ar	30.5 ±0.6	Megaw, 1983
Sierra del Charco	Basalto San Ramón	XYZB	Roca total		K/Ar	31.3 ±0.6	Megaw, 1983
Sierra de Santa Eulalia	Santa Eulalia C.U.	CLLD	Plagioclasa		K/Ar	31.7 ±0.7	Megaw, 1983
Sierra del Charco	Riolita Coyote	OWLD	Feldespatos K		K/Ar	33.8 ±1.2	Megaw, 1983
Sierra del Charco	Toba El Charco	ECI	Feldespatos K		K/Ar	34.8 ±1.1	Megaw, 1983
Sierra del Charco	Riolita El Toro	TtV	Biotita		K/Ar	34.3 ±0.5	Megaw, 1983
Sierra del Charco	Riolita El Toro	TTV	Feldespatos K		K/Ar	35.0 ±1.5	Megaw, 1983
Sierra del Charco	Riolita El Toro	TTD	Feldespatos K		K/Ar	34.6 ±1.9	Megaw, 1983
Sierra del Charco	Unidad Soto - Este	4EN 1	Feldespatos K		K/Ar	33.0 ±0.7	Megaw, 1983
Sierra del Charco	Unidad Soto - Oeste	RND 1	Feldespatos K		K/Ar	34.4 ±0.7	Megaw, 1983
Jiménez	Minas Los Reyes	Granito	Sericita	27° 02' 104° 48'	K/Ar	36.6 ±0.8	Damon et al., 1983
Sierra del Cuervo	Rancho Los Filtros	Metagabro			U/Pb	1333 ±9	Blount, 1993
Sierra del Cuervo	Rancho Los Filtros	Metagranito			U/Pb	1274 ±6	Blount, 1993
Manuel Benavides	Rancho Los Filtros	Trondhjemitica pegmatítica			U/Pb	1080 ±5	Blount, 1993
Manuel Benavides	Pozos	Riolita	Sanidino	28° 104°	Ar/Ar	32.82 ±0.04	Iriondo, et al., 2004
Manuel Benavides	Pozos	Andesita	Plagioclasa	28° 104°	Ar/Ar	32.35 ±0.05	Iriondo, et al., 2004
Sierra de Carrizalillo	Mina de Carrizalillo	Ortogneiss	Hornblenda	28° 105°	Ar/Ar	954.70	Iriondo, et al., 2004
Sierra de Chorreras	La Parrita	Granodiorita	Feldespatos K	28° 105°	Ar/Ar	32.69 ±0.10	Iriondo, et al., 2004
Sierra de Chorreras	Mina Tascatito	Granodiorita	Biotita	28° 105°	Ar/Ar	33.13 ±0.02	Iriondo, et al., 2004
Sierra de	El Jateado	Toba riolítica	Sanidino	28° 105°	Ar/Ar	32.34 ±0.07	Iriondo, et al., 2004
Sierra de	Mina Las Playas	Riolita	Biotita	28° 105°	Ar/Ar	41.88 ±0.03	Iriondo, et al., 2004
Sierra de La Perla	La Perla, Minas de	Dacita	Sanidino	28° 104°	Ar/Ar	33.32 ±0.05	Iriondo, et al., 2004
Sierra de La Perla	La Perla, Minas de	Toba riolítica	Sanidino	28° 104°	Ar/Ar	32.77 ±0.05	Iriondo, et al., 2004
Sierra de Carrizalillo	Mina de Carrizalillo	Trondhjemitica sintectónica			Rb/Sr	1215 ±46	Blount, 1993
Sierra de Carrizalillo	Mina de Carrizalillo	Granito tectono-tardío			Rb/Sr	1112 ±3.3	Blount, 1993
Sierra de Carrizalillo	Mina de Carrizalillo	Granito tectono-tardío			Rb/Sr	1069 ±6	Blount, 1993
Sierra de Carrizalillo	Mina de Carrizalillo	Granito tectono-tardío			Rb/Sr	1076 ±6	Blount, 1993
Sierra de Carrizalillo	Mina de Carrizalillo	Veta uranífera			U/Pb	35 ±?	Salas, 1980
Estación San Sotenes	Mina La Virgen	Derrame de riolita	Zircon		U/Pb	270 ±70	De Cserna et al., 1970
Municipio de Aldama	Sierra de Plomosas	PC-1	-		K/Ar	≈ 28	Conlon, 1985
General Trias	Santa Rosa	DZ-31	-		K/Ar	30.5 ±0.7	Conlon, 1985
General Trias	Sierra El Durazno	VG-7	-		K/Ar	32 ±?	Conlon, 1985
General Trias	Vicente Guerrero	NI-30	Plagioclasa		K/Ar	30.9 ±0.7	Conlon, 1985
General Trias	Santa Rosalia de C	RP	-		K/Ar	33.1 ±0.7	Conlon, 1985
General Trias	Rancho de Peña	J-ER	-		K/Ar	33.6 ±1.1	Conlon, 1985
General Trias	Lago Jacales	CG-BL	-		K/Ar	36.2 ±0.8	Conlon, 1985
General Trias	Lajas de Arriba	Toba Santana 43D	Feldespatos K		K/Ar	28.7 ±0.6	Gregory, 1981
Manuel Benavides	Sierra El Matadero	Toba San Carlos	Feldespatos K		K/Ar	30.2 ±0.7	Gregory, 1981
Manuel Benavides	Sierra Rica	Toba El Matadero	Feldespatos K		K/Ar	34.1 ±0.7	Gregory, 1981
Manuel Benavides	Sierra El Matadero	Granito San Carlos	Feldespatos K		K/Ar	31.4 ±0.5	Gregory, 1981
Estación Terrazas	Sierra Azul	Toba Romerillo	Biotita		-	29 ±?	Mauger, 1983
Estación Terrazas	Rancho Romerillo	Toba Acanitilado	-	391,350 3,199,850	-	30 ±?	Mauger, 1983
Estación Terrazas	Rancho Nuevo	Andesita Peñasco	-	389,300 3,195,200	-	35 ±?	Mauger, 1983
Estación Terrazas	Cerro Prieto	Plutón Granodiorítico	Feldespatos K	395,100 3,177,850	-	57.8	McDowell_Mauger, 1994
Sierra de Aldama	Los Filtros	Plutón Granodiorítico	Feldespatos K		K/Ar	59.3	McDowell_Mauger, 1994
General Trias	Sierra de Magistral	Ofolita de Olivos	Roca total		K/Ar	251 ±7	Franco-R et al. (A), en prensa
Valle de Rosario	Sierra de Olivos						

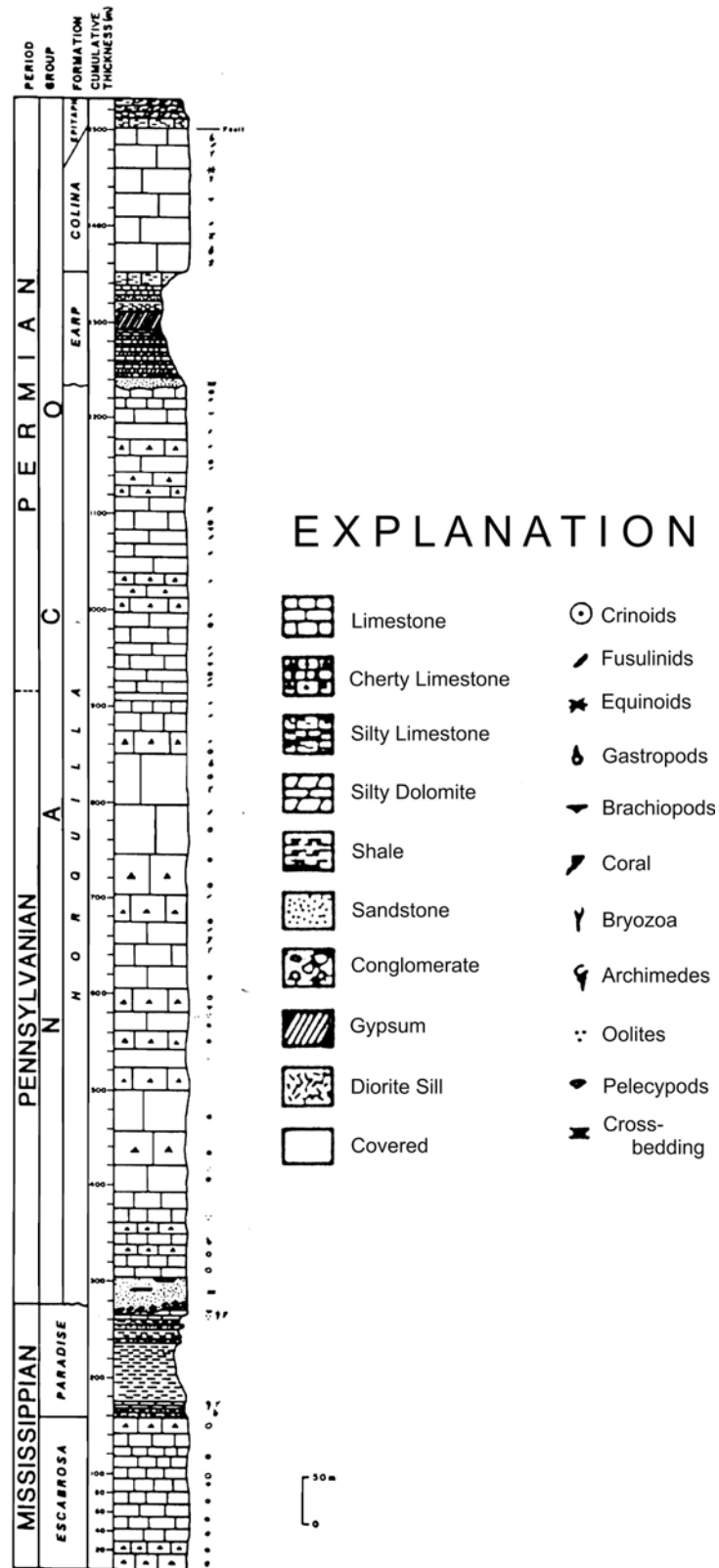


Figura 4. 9.- Columna estratigráfica generalizada para el noroeste del Estado de Chihuahua, México, que aflora en la Sierra de Palomas, Municipio de Janos, Chihuahua (Tomada de Sivils, 1992).

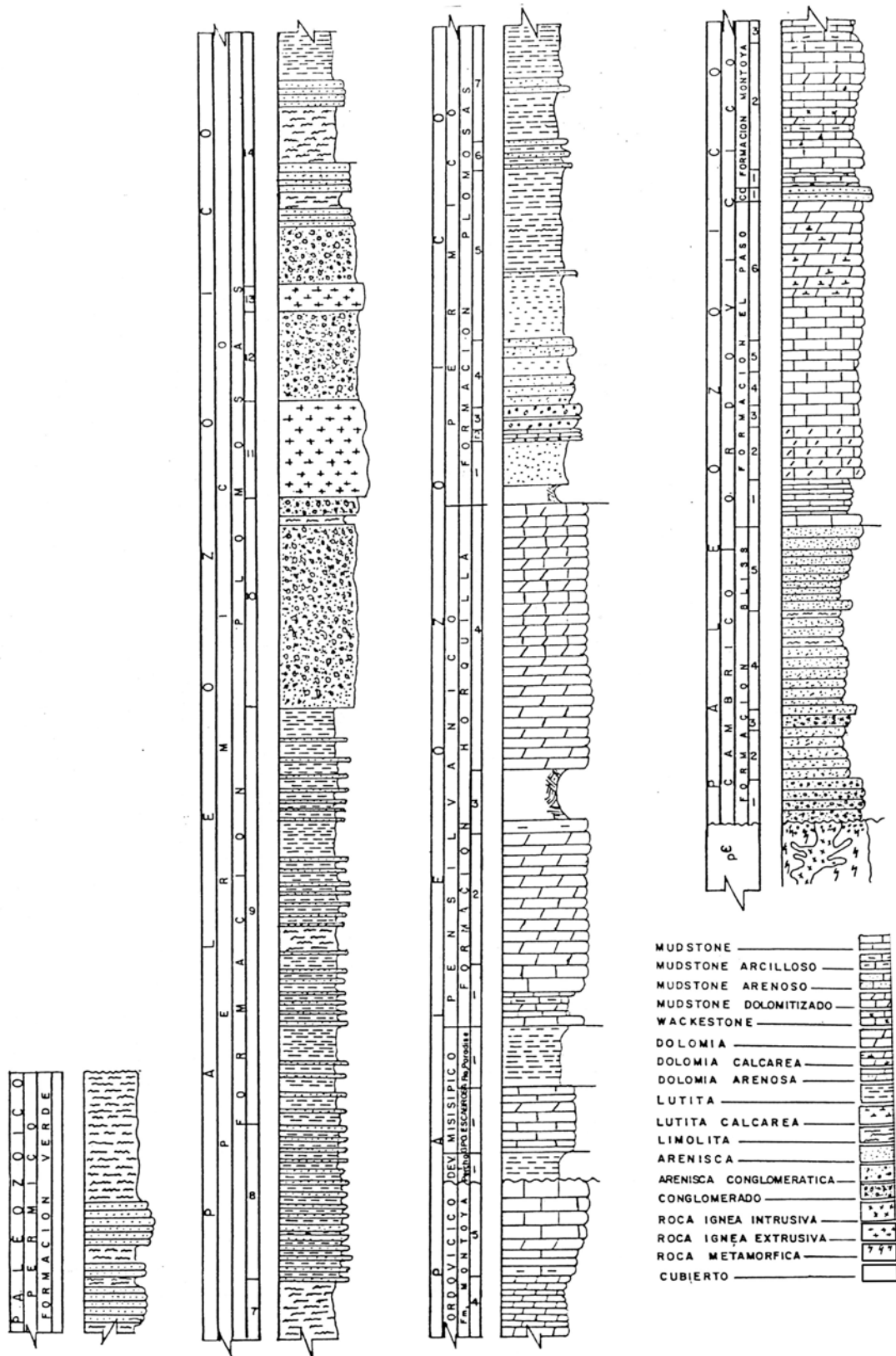


Figura 4. 10.- Columna estratigráfica de la porción centro-oriental del Estado de Chihuahua, ubicada en Cerro Carrizalillo (Fig. 4.11), al norte del Lineamiento Delicias-Mulato (Tomada de García-Esparza, 1992)

Sobre los afloramientos de la esquina noroeste del Estado de Chihuahua, la columna estratigráfica del Paleozoico más completa se presenta en la Sierra de Palomas, descrita por Sivils (1987, 1992, Fig. 4.9), mientras que el centro-oriental de Chihuahua, la columna representativa se encuentra en Cerro Carrizalillo (Fig. 4.10, García-Esparza, 1992).

4. 1. 1. 2. 1. 2. Caliza Escabrosa

En la región alcanza un espesor de 384 m (Zeller, 1965), aflorando en la Sierra de Palomas únicamente 160 m (Sivils, 1987). Está compuesta por caliza gris oscuro a gris medio en estratos gruesos con recristalización y abundantes nódulos de pedernal de color rosado. Hacia la cima se presentan abundantes fósiles entre los que destacan crinoides y pelecípodos. Se le considera del Misisípico Medio en edad.

4. 1. 1. 2. 1. 3. Formación Paradise

De acuerdo con la descripción de Sivils (1987), esta formación suprayace concordantemente a la Formación Escabrosa y subyace bajo discordancia erosional a la Caliza Horquilla. Con 116 m de espesor, la Formación Paradise consta de tres miembros. El inferior está compuesto por una caliza limosa de estratos delgados, de color gris café. Contiene el fósil índice *Archimedes*, un briozoario diagnóstico para la Formación Paradise. El miembro medio está compuesto por una lutita calcárea de color café claro, físil, con fractura concoidea y sin fósiles. El miembro superior consiste de caliza gris con estratificación delgada. Al igual que el miembro inferior, también contiene una gran diversidad de fósiles, tales como briozoarios, corales solitarios, braquiópodos, gasterópodos y crinoides. Es notoria la presencia de los briozoarios *Fenestrate* y *Archimedes*.

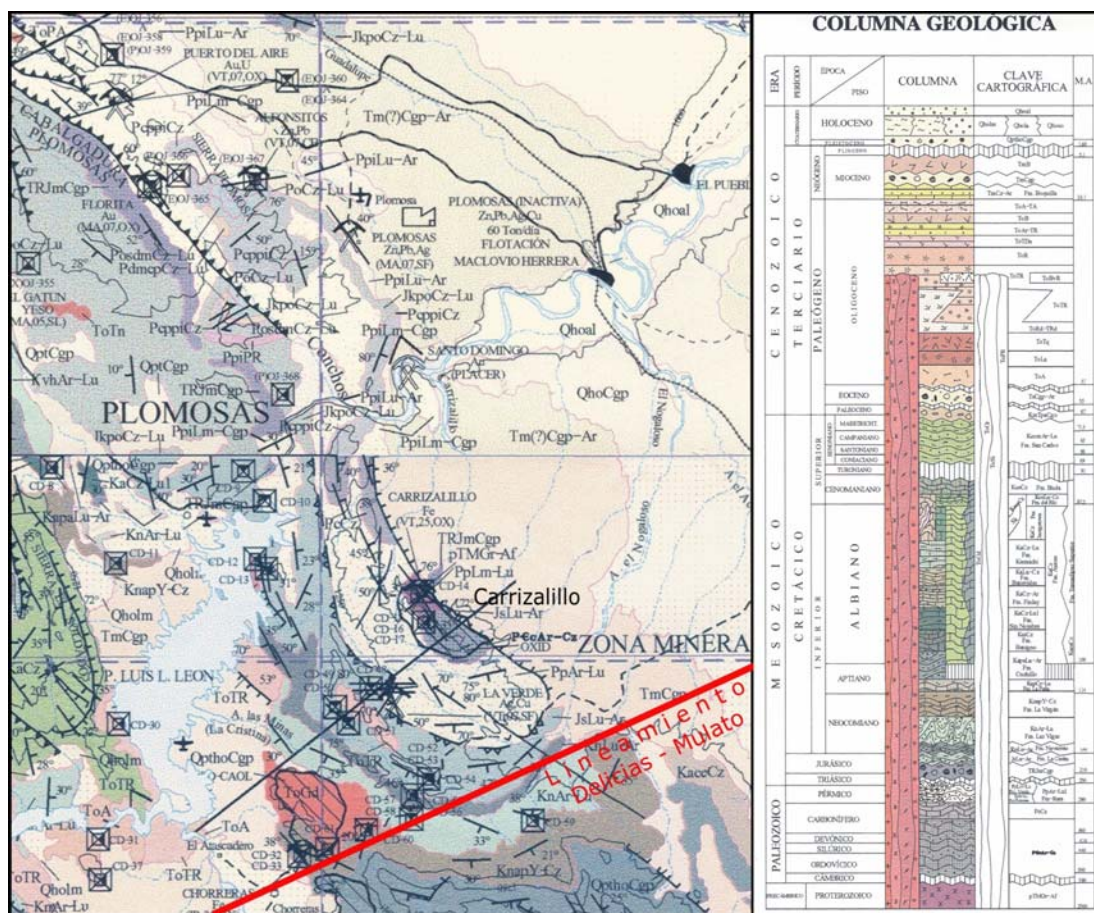


Figura 4. 11.- Geología de la región de Carrizalillo, que incluye la traza del Lineamiento Delicias-Mulato (Tomada de las Cartas Geológico-Mineras Delicias y Ojinaga, escala 1:250,000, editadas por CoReMi en 2000 y 2003 respectivamente).

4. 1. 1. 2. 1. 4. Caliza Horquilla

Esta formación es la mas gruesa con 960 m de espesor. Esta compuesta por calizas en estratos delgados a masivos, predominando la estratificación mediana. Es de color gris desde claro hasta oscuro medio. Su base está constituida por 30 m de arenisca cuarzosa de grano grueso a mediano, de color gris a blanco rosado con intercalaciones de caliza gris claro. Esta arenisca pasa transicionalmente a una caliza oolítica gris de estratos medianos que predomina en el resto de la formación. Con un gran contenido de fósiles,

frecuentemente se encuentran tallos de crinoides, braquiópodos, corales solitarios y fusulínidos. También característicos los nódulos y fajas delgadas de pedernal que intemperizan a un color café rojizo oscuro. Diagnóstico de la Caliza Horquilla se tiene al coral tabulado *Chaetetes sp.*, cuya familia *Chaetetidae* se le encuentra desde el Ordovícico hasta el Pérmico (Sivils and Phillips, 1986). Los fusulínidos definen el límite Pensilvánico-Pérmico en la Formación Horquilla, al ubicar la primera ocurrencia de *Pseudoschwagerina sp.*

4. 1. 1. 2. 1. 5. Formación Earp

Esta formación del Pérmico presenta un espesor de 116 m en la Sierra de Palomas y su contacto con la unidad infrayacente es discordante erosional marcado por un conglomerado. Está compuesta principalmente por caliza limosa y caliza con interdigitaciones de yeso de color gris claro y estratificación delgada, además de lutita masiva gris café con yesos, y un horizonte de 3.7 m de arenisca de grano fino con diastratificación en la base de la unidad.

4. 1. 1. 2. 1. 6. Caliza Colina

Pérmica en edad, en Sierra de Palomas la unidad tiene 160 m de espesor y su contacto con la unidad inferior es concordante. El contacto con la unidad suprayacente es por falla. Está compuesta por calizas en estratos masivos a gruesos de color gris medio oscuro a negro y con fuerte olor petrolífero en superficie fresca. Se caracteriza por contener el gasterópodo *Omphalotrochus* (Sivils, 1987), además de fauna de equinoides.

4. 1. 1. 2. 1. 7. Dolomita Epitaph

Con solo 20 m de espesor medidos en Sierra de Palomas dadas las complicaciones estructurales de la región, consiste de dolomitas litográficas limosas de color anaranjado amarillentas, en estratos delgados y sin fósiles (Sivils, 1987).

4. 1. 1. 2. 1. 8. Formación Scherrer

Estratos de esta formación afloran en la porción sur de la Sierra de Palomas y en la Sierra Los Chinos al noroeste del Estado de Chihuahua. El Pozo Chinos-1 corta el intervalo 82-86 m. La localidad tipo está en Arizona y se reportan 200 m de espesor. En la Sierra de Palomas se le midieron hasta 11 m de una secuencia de areniscas de cuarzo de grano fino de color gris y café, con intercalaciones de estratos delgados de limolitas calcáreas (Escamilla-H, et al. 1991).

Aunque los afloramientos de esta formación están semicubiertos, se considera que las relaciones con las unidades infra- y suprayacentes son concordantes. Dado que esta formación se encuentra encajonada entre las formaciones Epitaph del Wolfcampiano Tardío y Concha del Leonardiano, se le asigna una edad correspondiente al Wolfcampiano Tardío (Escamilla-H, et al., 1991).

4. 1. 1. 2. 1. 9. Formación Concha

Afloramientos pertenecientes a esta formación se les encuentra al sur de la Sierra de Palomas, Sierra Los Chinos, Sierra Santa Rita, Sierra Las Palmas y Sierra El Monumento. En el subsuelo es cortada por los pozos Chinos-1 (0-82 m), Centauro-1 (460-693 m) y Espia-1 (5068-5405 m), entre otros.

En la Sierra de Palomas se reporta un espesor de 200 m, compuesta por mudstone de color gris a gris oscuro en estratos gruesos a masivos con nódulos y lentes de pedernal hacia la porción inferior (primeros 60 m). La porción superior (140 m) se compone de dolomías cristalinas en estratos medianos, gruesos y masivos, de color gris, con nódulos y lentes de pedernal. Contiene crinoides, braquiópodos, gasterópodos, ostrácodos, corales y fusulínidos que le otorgan una edad Leonardiana (Escamilla-H, et al., 1991).

En la Sierra de Santa Rita se reporta el espesor máximo con 660 m (Campbell y Muela, 1983).

4. 1. 1. 2. 2. Región Centro-Oriental del Estado de Chihuahua (norte del lineamiento)

En la región centro-oriental del estado, la columna Paleozoica más completa aflora en Sierra de Carrizalillo (Figs. 4.4 y 4.7), cuya descripción se da como sigue:

4. 1. 1. 2. 2. 1. Arenisca Falomir

Unidad epiclástica de edad ¿pre-Ordovícico? (Dyer y Reyes, 1987), compuesta por 205 m distribuidos en tres miembros. El inferior de areniscas de cuarzo de color gris-blanco con diastratificación, el miembro medio compuesto por estratos de limolita café oscuro y arenisca blanca en alternancia; el superior consiste de arenisca gris-verde con diastratificación. La unidad descansa discordantemente sobre un delgado conglomerado basal que contiene clastos precámbricos. El contacto con la unidad suprayacente es transicional, graduando a los carbonatos Ordovícicos de la Formación Sóstenes.

4. 1. 1. 2. 2. 2. Formación Sóstenes

Con un espesor de 461 m, la unidad esta compuesta por caliza limosa gris finamente laminada, caliza y pedernal interestratificados, y caliza y dolomita en estratos de 2 a 12 m de grosor. El contacto con la unidad infrayacente está cubierto, y la cima pasa gradualmente a las calizas de la unidad suprayacente. En base a fósiles de gasterópodos, conodontos y esponjas, se estableció una edad que va del Ordovícico Medio al Ordovícico Tardío (Benedetti, 1976).

4. 1. 1. 2. 2. 3. Caliza Solis

Consiste de 259 m de caliza gris a gris azulosa en estratos medianos con intervalos esporádicos de pedernal en lentes y nódulos. Contiene fósiles de crinoides y corales tabulados. En base a braquiópodos, trilobites y corales tabulados, Benedetti (1976) confirmó la edad establecida por Bridges (1964) en Ordovícico Tardío – Devónico Medio.

4. 1. 1. 2. 2. 4. Formación Monillas

El contacto con la unidad inferior es concordante, mientras que con la unidad superior es gradacional. Con un espesor de 36 m, está compuesta por dos miembros separados por una discordancia que representa un hiatus para la mayor parte del Misisípico. La unidad entera consiste de calizas interestratificadas con limolitas y lutitas calcáreas de colores rojo oscuro, canela y gris-verde. En base a microfósiles, la edad de la formación es Devónico Medio – Pensilvánico Temprano (Benedetti, 1976).

4. 1. 1. 2. 2. 5. Caliza Pastor

En Sierra de Carrizalillo, esta unidad presenta un espesor de 280 m, aunque en sitios como Sierra del Placer de Guadalupe, distante 30 km al NW, alcanza hasta 500 m (Bridges, 1964). Consiste de caliza micrítica en estratos gruesos a masivos, aunque también se presentan calizas arenosas, dolomitas arenosas y estratos delgados de arenisca. Contiene fósiles de fusulínidos, corales (*Chaetetes*), espinas de equinoides y crinoides. La edad asignada a esta formación en base a fusulínidos va del Pensilvánico Temprano al Pérmico Temprano. Esta unidad alberga los depósitos minerales de mayor importancia que se explotaron en la Mina de Plomosas.

4. 1. 1. 2. 2. 6. Formación Plomosas

Dyer y Reyes (1987) consideran que la litología de la Formación Plomosas es muy similar a la de la Formación Rara de la Sierra de Aldama, señalando como diferencia la deformación intensa de pliegues y cabalgamientos que presenta la Formación Rara, prácticamente ausente en la Formación Plomosas. El contacto con la unidad infrayacente parece ser concordante y presenta un espesor aproximado de 3150 m de una secuencia compuesta por tres litologías distintivas. Un miembro basal de lutita-conglomerado-arenisca de 150 m, un miembro medio con 2500 m de turbiditas (limolita-lutita), y un miembro superior de turbiditas compuesto por areniscas y limolitas (500 m). La edad de la Formación Plomosas en Carrizalillo es incierta, pero a su correspondiente Formación Rara en Sierra de Aldama, Mellor y Breyer (1981) le asignan una edad Wolfcampiana en base a la identificación de fusulínidos de la especie *Schwagerina* ó *¿Pseudoschwagerina?*, encontrados en estratos de arenisca cercanos a la cima de la formación. Aunado a lo anterior, De Cserna et al. (1968) reporta una edad radiométrica de 270 ± 30 Ma, U/Pb

(Pérmico Inferior) para una toba riolítica emplazada en la cima de esta formación en la Sierra de Plomosas, distante 15 km al NW de Carrizalillo (Fig. 4.11).

Los afloramientos de esta secuencia tipo flysch se manifiestan en la regiones de Marathón, Texas, en las sierras de Carrizalillo, Plomosas, Placer de Guadalupe y de Aldama, todas al norte del lineamiento. El nombre que recibe en las localidades mencionadas es el de Formación Tesnus, Formación Plomosas y Formación Rara. Una discordancia en la cima de esta formación con presencia de conglomerados y piroclásticos riolíticos, permite suponer una exposición a la intemperie antes de la depositación de la Formación La Casita del Jurásico.

4. 1. 1. 3. Mesozoico

El Mesozoico en el oriente de Chihuahua es sin duda la Era mas importante en cuanto a distribución geográfica. Su columna estratigráfica más completa la encontramos en la porción central del Lineamiento Delicias – Mulato.

4. 1. 1. 3. 1. Triásico

En el Estado de Chihuahua no se conocen afloramientos que se consideren fehacientemente de edad Triásica. Sin embargo, Ramírez y Acevedo (1957) señalan de manera dudosa como rocas Triásico-Jurásicas, a las que se ubican al occidente del estado cercanas a la guardarraya (límite entre estados) y que las correlacionan con la Formación Barrancas del Triásico de Sonora. En Sahuayacan afloran pizarras gráficas interestratificadas con cuarcitas. En la Sierra de La Trompa están expuestos grafito y carbón. Al norte y noreste de Moris afloran cuarcitas asociadas con calizas.

4. 1. 1. 3. 1. 1. Conglomerado Rojo

Considerado como un depósito netamente continental de edad Triásico-Jurásico Medio, representa el relleno de las partes topográficamente bajas que se depositaron en la superficie expuesta del terreno que se desarrolló a lo largo y ancho de la Faja Orogénica Ouachita-Marathon-Sonora. Su afloramiento principal se localiza en el área de Plomosas-Placer de Guadalupe.

Está compuesto por clastos subangulosos a redondeados de calizas, lutitas, limolitas y areniscas derivados de las formaciones Horquilla, Pastor y Plomosas. El tamaño de los fragmentos varía desde 2 hasta 40 cm de diámetro, en una matriz arenosa gruesa, en partes cementados por sílice. Se observa de color rojizo por oxidación y por la naturaleza de los clastos. Su espesor varía desde 10 m a la orilla del Río Conchos, hasta 400 m en Cerro Carrizalillo (Escamilla-H, et al., 1991).

Al sur de la traza recta sugerida para el lineamiento únicamente se le ha encontrado en el Pozo Apache-1 con 317 m (Tabla del Apéndice B).

4. 1. 1. 3. 2. Jurásico

En Sierra las Águilas de la localidad municipal de Palomas al norte del estado (Fig. 3.1), el autor visitó en 1976 en compañía del Ing. Diego A. Córdoba entonces director del Instituto de Geología, la localidad fosilífera que Reyerros de Castillo (1974) y Buitrón (1974) describen y asignan una edad Jurásico Tardía para los corales y equinoides contenidos en los estratos calcáreos de espesor mediano que se ubican más hacia el oriente, bastante alejados y casi indistinguibles del valle aluvial que rodea los lomeríos que componen esta sierra. Desafortunadamente, no se reportan mapas geológicos ni columnas

estratigráficas. Gómez-Parra (1983) no reporta la presencia de afloramientos de edad Jurásica para la Sierra del Aguila. Escamilla-H, et al. (1991) reporta que los estratos calcáreos de edad Jurásica de Sierra del Aguila son equivalentes a la Formación La Casita, presentando un espesor aproximado de 210 m, y señalando que las relaciones con las unidades infra- y suprayacentes son inciertas por no aflorar ni la cima ni la base. Sin embargo, considera que puede descansar sobre la Formación Concha del Pérmico y estar cubierta por la Formación Navarrete o Formación Las Vigas, ambas del Neocomiano.

4. 1. 1. 3. 2. 1. Formación La Casita

En la región de Carrizalillo-Plomosas-Placer de Guadalupe al noroccidente del lineamiento, Ramírez y Acevedo (1957) reportan que se tienen aproximadamente 2100 m de espesor de esta unidad estratigráfica (incluyendo la facies de la Formación Navarrete), que de la base a la cima consta de un conglomerado de espesor variable (1 – 90 m) compuesto por fragmentos de caliza y roca volcánica con matriz areno-arcillosa (de posible edad Triásico-Jurásico Medio); 260 m de caliza gris oscuro con alternancia de lutitas negras; 530 m de lutita gris oscuro a negro muy fosilífera; 470 m de lutitas arenosas rojizas y gris verdoso y calizas grises dolomíticas; 500 m de areniscas grises y lutitas negras fosilíferas; 250 m de calizas negras fosilíferas con estratificación delgada e intercalaciones de lutitas negras delgadas; 90 m de areniscas de cuarzo y areniscas conglomeráticas, que hacia la cima aumenta en fragmentos de caliza y material volcánico.

Escamilla-H, et al. (1991) reporta que en la Cuenca de Chihuahua, los espesores de esta formación se presentan gruesos hacia el sur, adelgazándose hacia el norte, con 210 m en Sierra del Aguila, 878 m en la región de Carrizalillo, 1005 m en el Pozo Apache-1, y

1706 m en la región de Presa El Granero. Hacia los extremos de la cuenca, también disminuye su espesor, con 160 m en el Pozo Maijoma-1.

La edad de la Formación La Casita se considera del Jurásico Tardío. El conglomerado basal puede ser Oxfordiano (Roberts, 1989), el miembro medio en base a su fauna de amonitas de la especie *Idoceras striatum* (Imlay) se le asigna una edad Kimmeridgiana, y el miembro superior contiene *Richterella kingi* (Imlay) y *Richterella rancheríasensis* (Imlay) del Tithoniano Tardío (Roberts, op. cit.).

4. 1. 1. 3. 3. Cretácico

El sistema Cretácico es sin duda el más importante en el Estado de Chihuahua, tanto económicamente como en extensión superficial. Las rocas sedimentarias del Cretácico son las que forman la mayor parte de los afloramientos pre-Paleógenos tanto al norte como al sur del lineamiento. Todas ellas fueron depositadas en el llamado Geosinclinal Mexicano (Ramírez y Acevedo, 1957), que se considera formado por las cuencas de Chihuahua, Sabinas y Mar Mexicano. Su fuente de sedimentos la constituyen las masas positivas que rodean a este geosinclinal. Durante el Neocomiano eran tierras positivas casi todo el sur de los Estados Unidos, colindantes al norte con el estado de Chihuahua; al oeste parte del Estado de Chihuahua constituye un área positiva y ésta ocupaba la región que hoy se conoce como la Tarahumara y que está cubierta en su mayor parte por los depósitos ígneos de la Sierra Madre Occidental.

4. 1. 1. 3. 3. 1. Formación Navarrete

Haenggi (2002) considera que la facies epiclástica en la cima de la Formación La Casita descrita por Ramírez y Acevedo (1957), corresponde en este lugar y en cualquier

otro que se le encuentra en la Cuenca de Chihuahua a la facies regresiva de aguas someras que persiste hasta el Neocomiano y que se conocen con el nombre de formaciones Navarrete, Torcer y Alcaparra. En la sección tipo ubicada aproximadamente a 60 km al nor-noroeste de la ciudad de Ojinaga, Chihuahua, en el Cañón de Navarrete, Haenggi (1966) le midió 132.5 m de un espesor incompleto, en virtud de no estar expuesta la base de esta formación. No obstante, Monreal y Longoria (1999) reportan un espesor de 213 m para esta formación.

Aflora en la Sierra del Bronce, en la porción septentrional de la Sierra del Placer de Guadalupe, en Sierra del Soldado y en el valle que se extiende entre las sierras de Chorreras y de Carrizalillo ubicado en la parte central al norte de la traza sugerida para el Lineamiento Delicias-Mulato (Fig. 4.11).

En base a su contenido faunístico y posición estratigráfica se le ha determinado una edad Berriasiano – Valanginiano (Mena-Escobar, 1994).

4. 1. 1. 3. 3. 2. Formación Las Vigas

Esta formación está constituida por sedimentos epiclásticos de color rojizo que subyacen a la unidad originalmente definida como Formación Cuchillo (Burrows, 1910), quién describió sin asignar edad a una secuencia de 610 m de espesor constituida por areniscas cuarcíferas de color gris rojizo, lutitas y limolitas de color gris a rojo que afloran en la región de Chorreras al noreste del Estado de Chihuahua. El límite inferior de la formación en el área descrita por Burrows está cubierto, y refiriéndose a este contacto dice "entre la Formación Plomosas y la Formación Las Vigas se presentan cientos de pies de rocas que, en el área examinada, están cubiertos por gravas y suelos por lo cual su naturaleza no pudo ser identificada". La sección para la Formación Las Vigas la describió

en el área de Chorreras, situada a 82 km al N 72° E de la Cd. de Chihuahua. Se manifiesta en lomeríos bajos, de escaso relieve y poca pendiente, y los suelos donde aflora sustentan una vegetación pobre. En casi todas las localidades ocupa el piamonte de las sierras y los afloramientos buenos, sólo son posibles en arroyos. En las localidades del estado de Chihuahua donde está expuesto el contacto de la Formación Las Vigas con las formaciones inferiores, se observa que descansa concordantemente sobre el Jurásico Superior-Neocomiano, y sólo en la región noroccidental del estado, en las sierras cercanas a Palomas, Las Vigas descansan discordantemente sobre formaciones paleozoicas. La Formación Las Vigas no contiene fósiles, salvo en la región de Cuchillo Parado, donde el autor observó los horizontes con gasterópodos en los estratos cercanos al contacto con la facies de la Formación Navarrete, que DeFord y Haenggi (1970) describen como gasterópodos pulmonados en la base de la Formación Las Vigas de esta localidad de Cerros Colorados al sur de Cuchillo Parado.

Burckhardt (1930) asigna los sedimentos de esta formación al Neocomiano-Aptiano, situándolos debajo de los lechos del Gargasiano con *Dufrenoya* y *Douvilleiceras*. Estos sedimentos son correlacionables con los del Neocomiano de Coahuila y los que se encuentran suprayacentes a la Formación La Casita del Jurásico Superior y subyacentes a la Formación Cuchillo (Imlay, 1944). Aunque es difícil asignarle su verdadera edad debido a la ausencia de fósiles identificables, en los afloramientos de Chihuahua al norte del lineamiento es probablemente la unidad litoestratigráfica más ampliamente extendida y, según Córdoba, et al. (1970), su litología representa un ambiente costero, mostrando adelgazamiento y engrosamiento producto de una depositación sobre un fondo de forma irregular. DeFord y Haenggi (1970), consideran que la Formación Las Vigas alcanza su espesor máximo (1341 m) en la Cuenca de Chihuahua dentro del área de El Cuervo,

Municipio de Ojinaga, adelgazándose hacia los extremos de la cuenca (Fig. 5.6). Por posición estratigráfica se le asigna una edad Neocomiana entre el Valanginiano y el Barremiano.

De manera general la litología epiclástica de la Formación Las Vigas es muy constante, constituida por una secuencia de areniscas grises, verdes y predominantemente rojas; también contiene estratos calcáreos de manera esporádica; presenta textura gruesa a mediana, en capas delgadas, medianas, gruesas y ocasionalmente masivas. Presenta intercalaciones de lutita y limolita cuyos tonos varían del rojo al verde y del gris al amarillo. La parte superior de esta formación tiene mayor contenido de areniscas y presenta estratificación cruzada.

En la Sierra de San Ignacio, a 7 km al suroccidente del poblado de Porvenir, Municipio de Guadalupe en el norte del estado (Fig. 4.2), Harkey (1985) midió 805 m de una alternancia de areniscas, limolitas y calizas limosas depositadas en un ambiente lacustre y/o marino de aguas someras, que asignó a la Formación Las Vigas.

4. 1. 1. 3. 3. 3. Formación Cuchillo

Los estratos pertenecientes al Aptiano-Albiano del Sistema Cretácico fueron definidos por Burrows (1910), como Formación Cuchillo en la localidad tipo que se encuentra sobre el camino que conduce de la Población de Cuchillo Parado a la Mina La Aurora.

Con un espesor de 600 m, estos estratos están compuestos esencialmente por una secuencia evaporítica basal (esencialmente yeso), de aproximadamente 450 m (Formación La Virgen), que en la superficie se presenta en masas sacaroides blancas y fracturadas con escasas y delgadas capas de caliza en la parte central de la sección yesífera, donde se

muestran gran cantidad de conchas fósiles. El resto está constituido por estratos delgados de margas y calizas arcillosas que gradualmente pasan a calizas de estratos gruesos hasta el contacto con los estratos masivos de la Formación Aurora. Burckhart (1930), asigna a la Formación Cuchillo una edad del Aptiano Tardío - Albiano Temprano, por la presencia de *Dufrenoya* y *Douvilleiceras*, aunque también se han recolectado fósiles de *Dufrenoya justinae*, *Hypocanthoplites*, *Exogyra quitmanensis*, *Exogyra texana*, *Astarte sp.* Y *Trigonia taffi*.

Posteriormente, los geólogos de Petróleos Mexicanos (Holguin-Quiñones y Cantu-Chapa, 1979; Hernández, 1974) subdividieron a la Formación Cuchillo en cuatro formaciones (La Virgen, Cupido, La Peña y Coyame), definiéndolas como sigue:

4. 1. 1. 3. 3. 4. Formación La Virgen

El término fue primeramente introducido por Humphrey y Díaz (1956), para describir a una secuencia de yeso, anhidrita y caliza de edad Cretácica Temprana del centro-oriente de Coahuila que subyace a la Formación Cupido y suprayace a la Formación La Mula. La localidad tipo se encuentra en el Potrero de La Virgen en la Sierra de Las Ovejas, a 10 km al noreste de Cuatro Ciénegas, Coahuila.

Esta formación está constituida por una secuencia evaporítica en un 90%, con esporádicos estratos delgados de caliza en la base y sección central, que subyacen a la Formación Cupido y suprayacen a la Formación Las Vigas. Representa la respuesta sedimentaria a una evolución tectónica que configuró una de las etapas de la Cuenca de Chihuahua, en donde el suministro de aguas marinas a la cuenca sugería circulación restringida, permitiendo una evaporación extensa. El símil actual para este ambiente de depósito lo podemos observar en las lagunas formadas al norte del Mar de Cortez (Ejem.

Salton Sea), a lo largo de la prolongación de la Dorsal del Golfo de California que gradualmente esta separando la Península de Baja California de la Placa de Norte América e incorporándola a la Placa Pacífica.

Holguín y Cantú (1979) reportan los espesores que la Formación La Virgen presenta en la Cuenca de Chihuahua, y que de acuerdo a los diferentes afloramientos son: Sierra del Bronce, 616 m, Sierra Mojina 105 m. En la región de Cuchillo Parado presenta un espesor de 350 m (Hernández y Franco, 2004). Por su posición estratigráfica se le asigna una edad Barremiana.

4. 1. 1. 3. 3. 5. Formación Cupido

La localidad tipo designada por Imlay (1937), se encuentra en el Cañón El Mimbres de la Sierra de Parras, Coahuila. Posteriormente, Humphrey y Díaz (1956) formularon una nueva definición que incluía el miembro inferior de la Formación La Peña, restringiendo esta formación únicamente al miembro de lutitas calcáreas, señalando que la Caliza Cupido se redefine como Formación Cupido para incluir a todas las rocas carbonatadas en la Sierra de Parras entre la Formación Taraises abajo y la Formación La Peña arriba. No obstante lo anterior, Lehmann et al., (1999) lleva a cabo la reinterpretación estratigráfica de las formaciones Taraises, Cupido, La Peña y Aurora, en base a la integración de estratigrafía isotópica de carbono y estroncio con nuevos datos bioestratigráficos. Esta contribución cambia las relaciones cronoestratigráficas para la Cuenca de Sabinas y Mar Mexicano como se muestra en la Fig. 4.13.

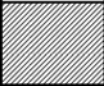
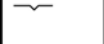
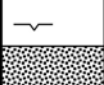
PREVIOUS STRATIGRAPHIC INTERPRETATION (Sierra de Parras Imlay 1936, 1937)		GENERALIZED LITHOSTRATIGRAPHY SIERRA DE PARRAS		REVISED STRATIGRAPHIC INTERPRETATION (Sierra de Parras)	
CENOMANIAN	Cuesta del Cura		Deep water laminites	Cuesta del Cura	CENOMANIAN
ALBIAN	Aurora ("rudist-bearing limestone")		Lime mudstones	Upper Tamaulipas (deep-water Aurora equivalent)	ALBIAN
			Shales	"New" La Peña	APTIAN
			Shallow subtidal to peritidal carbonates	Cupido	
					
			Dolomitized grainstones	Taraies	BARREMIAN
APTIAN	La Peña		Lime mudstones and intercalated wackestones/packstones		HAUTERIVIAN
	Cupido		Lime mudstones		

Figura 4. 13.- Reinterpretación estratigráfica de las formaciones Taraies, Cupido, La Peña y Aurora para la Cuenca de Sabinas y Mar Mexicano (Tomado de la Fig. 6 de Lehmann et al., 1999).

Aflora dentro de la Cuenca de Chihuahua en las sierras de Aldama, La Mojina, Amargosa y Roque. En el subsuelo ha sido reportada en los pozos Ojinaga-1, Apache-1, Maijoma-1 y Moyotes-1. Dado que la Formación Cupido interdigita con estratos de la Formación La Virgen, no se le reporta en algunas localidades (Escamilla-H, et al., 1991).

Los espesores reportados para el Estado de Chihuahua (Escamilla-H, et al., 1991) se desglosan como sigue: Sierra de Aldama, 118m; Sierra La Mojina, 226 m; Sierra La Amargosa, 85 m; Cerros La Bisnaga, 25 m; Pozo Apache-1, 25 m; Pozo Maijoma-1, 19 m; Pozo Ojinaga-1, 45 m; Pozo Camello-1, 185 m. Lehmann (1999) midió 660 m para esta formación en los potreros y serranías cercanos a Monterrey, Nuevo León. Barceló-Duarte (1983) establece que la Formación Cupido tiene 211 m en la sección medida de Boquillas, mientras que en las secciones de El Infante y El Rincón su espesor decrece a 135 y 120

respectivamente en el Estado de Coahuila. Además, señala que esta unidad se hace mas gruesa hacia el sur y sureste de Coahuila, alcanzando su máximo espesor al oriente de Nuevo León donde pasa a la facies arrecifal.

Esta formación se caracteriza por una secuencia de packstone a grainstone con contenido de bioclastos, oolitas y oncolitos. Los miliólidos multicamerados constituyen los fósiles índices, los cuales pertenecen a un ambiente de plataforma somera, cuya edad es Aptiano Temprana. En la región de Cuchillo Parado, presenta un espesor máximo de 250 m en estratos medianos a gruesos (Hernández y Franco, 2004).

En la Cuenca de Chihuahua descansa sobre la Formación La Virgen y subyace a la Formación La Peña. Por sus relaciones estratigráficas y contenido microfaunístico se le asigna una edad del Barremiano al Aptiano Temprano, habiéndose depositado en ambientes de plataforma somera de alta energía, dada la proliferación de oolitas y fragmentación de restos biógenos.

4. 1. 1. 3. 3. 6. Formación La Peña

Imlay (1936) asignó este nombre a los estratos de calizas y lutitas calcáreas contenidos entre la Formación Parritas en la base y la Caliza Aurora en la cima, designando como localidad tipo el flanco septentrional de la Sierra de Taraises ubicada aproximadamente a 5 km al este-sureste de la Hacienda de La Peña. Humphrey (1949) redefinió a la formación considerando como Formación La Peña únicamente al miembro superior de lutitas calcáreas, pasando el miembro inferior de calizas a la Formación Cupido.

La Formación La Peña aflora en gran parte del norte de México, constituyéndose en un buen horizonte índice debido a su litología y fósiles distintivos. Su gran distribución en

la Cuenca de Chihuahua motivó que Holguín y Cantú (1979) propusieran este nombre para designar al miembro de lutitas calcáreas de la Formación Cuchillo de Burrows (1910).

Al norte del lineamiento presenta espesores variables, entre los que destacan: Sierra de Aldama, 130 m; Sierra Mojina, 138 m; Sierra El Soldado, 105 m; Sierra El Bronce, 307; Pozo Ojinaga-1, 110 m; Pozo Maijoma-1, 179 m; Pozo Ascensión-1, 515 m; Pozo Moyotes-1, 30 m; Pozo Sapayo-1A, 574 m; Pozo Villa Ahumada-1, 136m (Escamilla-Herrera, et al., 1991):.

Esta formación se encuentra constituida por una secuencia de lutitas, lutitas calcáreas de color negro, limolitas y lodolitas. El contenido de carbonatos en la matriz se va elevando hacia la cima de la formación. El fósil índice es el *Nannoconus circulis*, además de la fauna de amonitas, tintínidos, foraminíferos y pelecípodos.

Su ambiente de depósito es de mar abierto y el contenido bentonítico en la Cuenca de Sabinas y Mar Mexicano, sugiere que en algún sitio al occidente y sur-occidente de México, la actividad volcánica durante su depositación fue preponderante. Es por ello que la Formación La Peña se interpreta como el resultado de la depositación de sedimentos terrígenos y carbonatados en áreas de cuenca, con influencia volcánica principalmente durante las primeras etapas de su depositación (Barceló-Duarte, 1983).

Se le adscribe una edad Aptiano Tardía, correlacionándose con la Formación Pearsall al noreste, Formación Las Uvas del área de Las Delicias-Acatita hacia el sur, al igual que con la Formación Otates de la Cuenca Tampico-Misantla (Barceló-Duarte, 1983).

4. 1. 1. 3. 3. 7. Formación Coyame

En la definición de la Formación Cuchillo, Burrows (1910) menciona el engrosamiento de las capas de caliza hacia la cima de la formación que gradualmente pasan

a los estratos masivos de la base de la Formación Aurora. Posteriormente, Hernández (1974) denomina informalmente como Formación Coyame a esta secuencia calcárea de la cima de la Formación Cuchillo que aflora al norte de la cabecera municipal de Coyame, Chihuahua. No obstante, los geólogos de Petróleos Mexicanos han continuado refiriéndose a esta unidad de la cima de la Formación Cuchillo, como Formación Tamaulipas Superior (Santamaría-O et al. 1991; Alfonso-Zwanziger, 1992; Tarango-O, 1993).

Al norte del lineamiento, aflora en las sierras Peña Blanca, El Soldado, El Morrión, Pegüis, Cuchillo Parado, Grande de Coyame, Presidio, y Cerros Prietos. En el subsuelo se ha identificado en los pozos: Villa Ahumada-1, Menonita-1, Ojinaga-1, mostrando un espesor promedio de 200 m (Mena-Escobar, 1994). En el área de Cuchillo Parado presenta un espesor de 180 a 200 m (Coremi, 2004).

De edad Albiano Inferior y descansando concordantemente con la Formación La Peña del Aptiano, esta unidad se encuentra representada por calizas de ambiente nerítico profundo depositadas sobre una plataforma subsidente, dispuesta en capas medianas con foraminíferos planctónicos constituidos por tintínidos: *Colomiella recta*, Bonet, *Colomiella mexicana*, Bonet, favusélidos y radiolarios asociados con ostrácodos. Esta formación subyace concordantemente a los estratos masivos arrecifales de la Formación Aurora y su cima se caracteriza por contener extensos biostromas con fósiles de *Orbitolina Texana*.

4. 1. 1. 3. 3. 8. Formación Aurora

En 1910 Burrows llamó Formación Aurora a los sedimentos que cubren a la Formación Cuchillo y subyacen a la Formación Ojinaga. Toma como localidad tipo los afloramientos cercanos a la Mina La Aurora en la Sierra de La Aldea (Sierra de Cuchillo

Parado), los que consisten esencialmente de calizas de estratos gruesos con espesor variable de la secuencia entre 183 y 457 m (Fig. 4.14).

Posteriormente, Córdoba (1969) propone elevar a la categoría de grupo a la Formación Aurora pero con el nombre de Grupo Chihuahua, para incluir a todas las formaciones arriba de la Formación Cuchillo, incorporando en orden ascendente únicamente a las formaciones Benigno (Glen Rose), Lágrima (Walnut), Finlay (Edwards), Benevides (Kiamichi), y Caliza Loma Plata (Georgetown). De esta manera, quedaron de este grupo excluidas las formaciones Del Río y Buda que Burrows (1910) contempló bajo el nombre de Aurora.

La descripción de las siete formaciones cubiertas por Burrows (1910) bajo el nombre de Formación Aurora, se describen a continuación. Aunque existen varios nombres para cada una de las siete formaciones, aquí se utilizarán los nombres que originalmente fueron empleados en los diversos trabajos publicados con anterioridad (Ramírez y Acevedo, 1957; Franco-Rubio, 1978) como Glen Rose, Walnut, Edwards, Kiamichi, Georgetown, Del Río y Buda.



Figura 4. 14.- Mina La Aurora en la Sierra de Cuchillo Parado, de donde toma su nombre la Formación Aurora definida por Burrows (1910). El socavón de entrada cuyo terrero se observa al centro, abre en los primeros estratos de espesor grueso a masivo de la base de la Formación Aurora.

4. 1. 1. 3. 3. 9. Formación Glen Rose

El nombre de Formación Glen Rose fue dado por Hill (1891) a las calizas de estratos delgados a medianos que alternan con margas y calizas margosas en su localidad tipo a lo largo del Río Paluxy, cerca de Glen Rose, Condado de Somerwell, en el centro-occidente de Texas. El intemperismo y la erosión en esta formación labran profundos cañones al paso de las corrientes, formando terrazas escalonadas en las faldas de las montañas (Adkins, 1932, p. 316). En la sección tipo las calizas predominan en la porción superior y las lutitas en la inferior; los fósiles no son abundantes, excepto en la porción de las lutitas donde las zonas con *Exogyras* comienzan a ser abundantes.

En la Cuenca de Chihuahua la Formación Glen Rose, a la que también se le aplica el nombre de Formación Benigno, se subdivide en dos miembros. La facies del miembro basal con espesores entre 100 y 500 m (Mena-Escobar, 1994), es de carácter arrecifal de alta energía compuesto por cuerpos biohermales en bancos masivos (mayores a 2 m de espesor), constituidos por rudistas (principalmente caprínidos), gasterópodos, algas, corales y equinodermos. Intercalados se presentan estratos gruesos (1.0 – 2.0 m) y estratos medianos (0.5 y 1.0 m) compuestos por micritas bioclásticas con oolitas y pellas y nódulos de pedernal. Los foraminíferos bentónicos aparecen regularmente en estos estratos (*Orbitolina texana*, *Nummuloculina heimi* y *Dictyoconus* sp.). La facies del miembro superior con espesores entre 300 y 400 m (Mena-Escobar, 1994), se compone de estratos medianos (0.5 – 1.0 m) a delgados (0.1 – 0.5 m) de mudstone a wackestone. Estos estratos se desarrollaron dentro del ambiente lagunar detrás del arrecife, con biostromas de rudistas (monopléuridos y requiénidos) acompañados de miliólidos, pellas, y bioclastos en estratos de color gris claro a gris crema. Son frecuentes los nódulos y lentes de pedernal de color gris y ámbar.

En la Cuenca de Chihuahua, la Formación Glen Rose descansa sobre la Formación Coyame (Tamaulipas Superior) y en lugares donde fue observado este contacto se manifiesta por la aparición del primer banco masivo arrecifal (Fig. 4.14). Su contacto superior con la Formación Walnut (Lágrima), guarda una relación de contacto gradual. El fósil índice de esta formación es la *Orbitolina texana*. La edad asignada es Albiano Medio y se correlaciona con la Formación Bluff de las Montañas Quitman de Texas, con la porción central de la Formación U-Bar de Nuevo Mexico y con la Formación Aurora del noreste de México (Mena-Escobar, 1994).

4. 1. 1. 3. 3. 10. Formación Walnut

El nombre de esta formación fue dado por Hill (1891) a las arcillas amarillentas, calizas laminadas y coquinas de *Exogyra texana* y *Gryphaea marcuoi*, que cubren a las areniscas de la Formación Glen Rose. La localidad tipo está en Walnut Springs, Condado de Bosque, Texas.

La Formación Walnut se considera equivalente a la Formación Telephone Canyon de la región del Big Bend en Texas y Coahuila (Barceló-Duarte, 1983), también a la Formación Cox de las Montañas Quitman de Texas, y a la Formación Lágrima de la Sierra La Lágrima en Chihuahua (Mena-Escobar, 1994).

Se encuentra ampliamente distribuida en la Cuenca de Chihuahua, encontrándose en las sierras de Juárez, Presidio, La Lágrima, Pegüis, Cuchillo Parado, El Soldado, El Morrión; además ha sido identificada en el subsuelo a través de los pozos Menonita-1, y Ojinaga-1. El contacto inferior con la Formación Glen Rose es transicional, así como también lo es con la unidad suprayacente Formación Edwards. La Formación Walnut es de color gris claro de naturaleza más suave respecto a las unidades más resistentes en contacto. Esta compuesta por una alternancia de estratos de wackestone bioclástico, mudstone de miliólidos, lutitas calcáreas y mudstone arcilloso.

Esta formación es muy fosilífera; en ocasiones presenta lumaquelas (coquinas) de exogyras y gasterópodos, así como de *orbitolina walnutensis*. En 1947 E. Díaz-Lozano (Ramírez y Acevedo, 1957), determinó las siguientes especies: *Exogyra texana*, *Modiola concéntrica*, *Orbitolina walnutensis*, *Oxytropidoceras chihuahuensis*, etc. También contiene calcisferúlidos (*Calcisphaerula innominata* Bonet y *Pithonella ovalis* Kaufmann), hedbergélidos (*Hedbergella pseudotrocoidea*), favusélidos (*Favusella washitensis* Carsey)

y radiolarios calcificados. Por su contenido faunístico y posición estratigráfica, a esta formación se le asigna una edad del Albiano Medio.

En su trabajo, DeFord and Haenggi (1970), asignan el nombre de Formación Lágrima a una sección de 1000 a 1100 m que suprayacen a la Formación Benigno (Glen Rose) y subyacen a la Formación Finlay (Edwards). En la Cuenca de Chihuahua, la Formación Walnut se adelgaza del norte hacia el sureste con espesores mínimos en 150 m (Mena-Escobar, 1994), cosa que también se presenta en el vecino estado de Coahuila (Barceló-Duarte, 1983), donde los espesores oscilan entre 56 y 16 m.

4. 1. 1. 3. 3. 11. Formación Edwards

El nombre de Formación Edwards, fue dado por Hill y Vaughan (1897), a las calizas arrecifales y rocas asociadas que cubren a la Formación Comanche Peak; su localidad tipo está en Barton Creek cerca de Austin, Texas.

La Formación Edwards se encuentra arriba de la Formación Walnut y subyace a la Formación Kiamichi, siendo ambos contactos concordantes. Al igual que la Formación Glen Rose, consta de dos miembros y la base en contacto con la formación infrayacente corresponde a una serie de bancos masivos de facies arrecifal tipo bioherma de color gris a gris claro, mientras que el miembro superior lo constituyen estratos medianos a gruesos de ambiente lagunar típicos de postarrecife, con abundancia de bioclastos, pellas y foraminíferos bentónicos (miliólidos, textuláridos y dyciclínidos), con cuerpos nodulares y lenticulares de pedernal con espesores entre 10 y 20 cm. La facies del miembro inferior, tanto en esta formación como en la Glen Rose albergan los yacimientos de minerales preciosos y básicos de reemplazamiento y relleno de fisuras, con mayor tonelaje en el Estado de Chihuahua (Santa Eulalia, Naica, Bismark).

A esta formación se le encuentra en las sierras de Las Damas, Pegüis, El Morrión, Cuchillo Parado, Las Vigas, San Pedro, Gómez, Cañon de Navarrete, Juárez, Grande de Coyame, Nombre de Dios, San Ignacio y Santa Eulalia, mientras que en el subsuelo se ha identificado en los pozos Menonita-1, y Ojinaga-1, todos al norte del lineamiento. Los espesores que se le han medido en las sierras de Gómez y El Morrión oscilan entre 200 y 300 m (Mena-Escobar, 1994). La fauna de la Formación Edwards consiste principalmente de moluscos y foraminíferos que indican una edad que va de la parte tardía del Albiano Medio a la parte temprana del Albiano Tardío (Barceló-Duarte, 1983).

4. 1. 1. 3. 3. 12. Formación Kiamichi

La Formación Kiamichi fue llamada originalmente Kiamitia por Hill en 1891; el nombre actual fue dado por Board of Geographic Names. La localidad tipo se encuentra en las llanuras del Río Kiamichi, cerca de Fort Towson, Condado de Choctaw, Oklahoma. En la localidad tipo consiste de margas pizarrozas y calizas pizarrozas endurecidas, con abundancia de *Gryphaea navia* y *G. corrugata*, Adkins (1932). Esta unidad también se le ha descrito con el nombre de Formación Benevides (Amsbury, 1957, 1958).

Está constituida por lutitas calcáreas de color gris oscuro que intemperizan en color amarillo ocre, en estratos delgados a medianos intercalados con mudstone a wackestone, limolitas y areniscas en estratos delgados conteniendo abundante macro y microfauna, considerándosele como horizonte lito y cronoestratigráfico. Contiene amonitas, exogyras, corales y gasterópodos, además de foraminíferos como: *Calcisphaerula innominata* Bonet, *Hedbergella planispira* Tappan, *Pithonella ovalis* Kaufmann, asociados con ostrácodos y fragmentos de moluscos y equinodermos.

Escamilla-H, et al., (1991) reporta que en la Cuenca de Chihuahua se le han medido espesores en las sierras del Morrión (175 m), del Fuste (125 m), La Mojina (130 m), El Bronce (175 m), Boquilla (296 m), y El Hueso (55 m). También se le ubica en Sierra de Nombre de Dios y de Gómez. En el subsuelo a través de los pozos Chapo-2 (130 m), Ojinaga-1 (101 m), Pulpito-1 (187 m), Menonita-1 (133 m), y Sueco-1 (152 m).

La Formación Kiamichi es concordante, tanto con la formación que la subyace (Edwards), como con la superior Georgetown. Los siguientes fósiles fueron determinados por E. Díaz-Lozano (Ramírez y Acevedo, 1957), *Globotruncana washitensis*, *Textularia rioensis*, *Exogyra texana*, *Plylostoma chihuahuensis*, etc. En base a su abundante macro y microfauna se le asigna una edad desde la parte Tardía del Albiano Medio hasta la parte Temprana del Albiano Tardío.

Su depósito varió desde un ambiente de plataforma externa hacia el sureste y de plataforma más somera hacia el noroeste (Escamilla-H, et al., 1991).

4. 1. 1. 3. 3. 13. Formación Georgetown

A esta formación también se le conoce como Formación Loma de Plata (Amsbury, 1957, 1958), así como también Formación Santa Elena (Maxwell, et al., 1967). Está constituida por mudstone, wackestone y packstone, en partes dolomitizados y estratificadas en capas gruesas a masivas de color gris claro y café. Además contiene numerosos nódulos de pedernal y foraminíferos planctónicos representados por *Pithonella ovalis* Kaufmann y *Hedbergella* sp, asociados con bioclastos de pelecípodos, rudistas y equinodermos, habiéndose depositado en ambiente de plataforma media a externa en la que se desarrollaron bancos de tipo arrecifal (Escamilla-H, et al., 1991).

En las sierras donde aflora dentro de la Cuenca de Chihuahua, Escamilla-H et al. (1991) reporta los espesores siguientes: Sierra de Cuchillo Parado, 488 m, Sierra La Boquilla, 432 m, Sierra del Bronce, 241 m, Sierra de Pilares, 600 m, Sierra del Hueso, 469 m y Sierra el Morrión, 240 m. En el subsuelo a través de los pozos Chapo-2 (455 m), Ojinaga-1 (346 m), Menonita-1 (67 m) y Sueco-1 (225 m). También se le ubica en las sierras de Nombre de Dios y de Gómez.

Adkins (1932) menciona de esta formación lo siguiente: “sólo en el Cerro de Muleros se ha realizado un estudio que permita una subdivisión de las calizas Georgetown, por lo que se agrupan los sedimentos que cubren a la Formación Kiamichi y subyacen a la Formación Del Río, como Formación Georgetown.

Los contactos son concordantes tanto el inferior con la Formación Kiamichi como el superior con la Formación Del Río. Se le asigna una edad Albiano Tardía por su contenido faunístico y relaciones estratigráficas.

Lovejoy (1976) menciona la presencia de *Gryphaea sp.*, *Trigonia sp.*, y *Haplostiche sp.*, en estratos de las unidades que afloran entre las formaciones equivalentes Kiamichi y Del Río en Cerro de Cristo Rey o de Muleros.

4. 1. 1. 3. 3. 14. Formación Del Río

EL nombre de Formación Del Río fue aplicado por primera vez por Hill y Vaughan (1897). La localidad tipo está en Loma de la Cruz a 3 km al sur de la ciudad fronteriza texana Del Río.

La formación se caracteriza por un pequeño cambio litológico entre las calizas gruesas y masivas de la Formación Georgetown y las calizas de la Formación Buda. Por su gran contenido de arcillas y su coloración amarillenta es muy conspicua, manifestándose en

lomeríos bajos y arredondados. Se constituye de lutitas físis de color gris y gris oscuro a la fractura, que intemperiza en colores verde y amarillo. Intercalados se presentan estratos delgados de mudstone y wackestone arcillosos, alternando esporádicamente con estratos delgados de areniscas de grano fino y limolitas arcillosas de color rojizo.

Escamilla-H, et al. (1991) menciona que aflora en la Cuenca de Chihuahua en las sierras de El Hueso con 8 m de espesor, La Ventana con 21 m, El Bronce con 5 m, La Boquilla con 19 m, y Cuchillo Parado con 15 m. Los buenos afloramientos son escasos, siendo por lo general observables en secuencia completa únicamente en los arroyos.

Descansa concordantemente sobre la Formación Georgetown y su contacto superior también es concordante con la Formación Buda. En la secuencia se observan algunos horizontes fosilíferos con los macrofósiles *exogyra sp.*; *Turrilites bosquensis*, etc. Al microscopio petrográfico se observan los microfósiles *Globotruncana cretácea*, *Lenticulina rioensis*, etc. En base a su posición estratigráfica y contenido microfaunístico se le asigna una edad Cenomaniano Temprana.

Esta unidad se depositó en un ambiente de plataforma externa con gran aporte de sedimentos terrígenos y ceniza volcánica, cuya depositación se debió a un levantamiento general hacia el norte y noroeste.

4. 1. 1. 3. 3. 15. Formación Buda

Fue nombrada por Vaughan (1900) y la localidad tipo se encuentra en Shoal Creek, condado de Austin, Texas, a 30 km del poblado de Buda (Adkins, 1932).

La Formación Buda es el miembro más alto del Cretácico Inferior que Burrows (1910) agrupó bajo el nombre de Formación Aurora. Consiste de calizas estratificadas

(mudstone y wackestone) de color gris claro terroso, compactas, con algunos estratos delgados de lutitas de color gris claro que intemperizan a amarillo.

En la Cuenca de Chihuahua, Escamilla-H, et al. (1991) reporta espesores en las sierras de El Bronce, 120 m, de Cuchillo Parado, 35 m, de la Boquilla, 20 m, de Pilares, 33 m, y de la Ventana, 23 m. En el Pozo Pulpito-1 su espesor alcanza los 272 m por efecto de pliegues y fallamiento inverso (Mena-Escobar, 1994).

Descansa concordantemente sobre la Formación Del Río y su contacto con la unidad suprayacente Formación Ojinaga, es transicional y concordante.

Contiene varias especies de *Budaíceras*, así como *Exogyra* sp., *Pecten roemeri*, *Mantelliceras hoplitoides*, etc. Presenta espículas de esponja, bioclastos de pelecípodos y amonitas, además de una abundante microfauna planctónica de globigerínidos y calcisferúlidos

La edad asignada a esta unidad es del Cenomaniano Medio – Cenomaniano Tardío. Su ambiente de depósito es de plataforma somera hacia la Cuenca de Chihuahua y profunda hacia las cuencas de Mar Mexicano y de Sabinas (Escamilla-H, et al., 1991).

4. 1. 1. 3. 3. 16. Formación Ojinaga

El nombre fue acuñado por Burrows (1910) para la secuencia que aflora en las inmediaciones de la ciudad de Ojinaga y a la que le midió un espesor de 600 m, incluyendo a todas las unidades sedimentarias arriba de la Formación Aurora. El miembro inferior de esta unidad también ha sido descrito con el nombre de Formación Eagle Ford (Hill, 1901).

En ésta su localidad tipo Wolleben (1966) redefinió a esta formación señalando que consiste de dos unidades inferiores caracterizadas por estratos lajosos en los que alternan lutitas y calizas con un espesor conjunto de 150 m. Suprayaciendo se tienen nueve unidades

de lutitas con un espesor combinado de 1250 m. Con excepción de las unidades 4 y 8 compuestas por estratos de calizas micríticas de color gris medio, el resto se compone de lutitas de color gris medio, limosas y calcáreas. Hacia la cima aparecen estratos delgados de arenisca calcárea de color gris.

En forma general, esta formación está compuesta por una alternancia de calizas negras laminares, lutitas, lutitas limolíticas, y areniscas en estratos delgados que característicamente contienen fauna de pecicípodos (*Innoceramus labiatus*).

Al norte del Lineamiento Delicias-Mulato, la Formación Ojinaga alcanza un espesor máximo de 1 185 m en los alrededores de la Ranchería El Mezquite, situada en la rivera sur del Río Conchos, a 25 km al occidente de Ciudad Ojinaga, Municipio de Ojinaga, Chihuahua- En la estructura sinclinal que se forma entre las sierras de San Pedro y Las Vigas (Fig. 6.2), aflora un espesor de 742 m (Escamilla-H, et al., 1991).

Se le asigna una edad Cenomaniano Tardía – Turoniano, interpretándosele un ambiente de depósito de plataforma somera abierta con gran aporte de sedimentos epiclásticos provenientes de los elementos positivos existentes principalmente hacia el noroeste.

4. 1. 1. 3. 3. 17. Formación San Carlos

Esta formación descansa concordante y gradacionalmente sobre la Formación Ojinaga. Wolleben (1966) marca el contacto en donde aparece el primer estrato de aproximadamente un metro de arenisca.

Consiste de estratos gruesos de una secuencia eminentemente epiclástica representada por areniscas calcáreas principalmente feldespáticas de colores café claro a oscuro, gris amarillento a verdoso, con textura de grano fino a grueso, con diastratificación

y estructura laminar paralela y ondulada, además de estratos concrecionales de arcillas arenosas de color gris amarillento. La matriz es por lo general arcillosa y ocasionalmente silícea. En forma alternada se presentan lutitas de color café oscuro y verde en estratos delgados y medianos, conteniendo restos de pelecípodos, plantas, troncos fósiles y algas (Escamilla-H, et al., 1991). Hacia el norte de Ojinaga, la formación presenta una estratificación mas gruesa hacia la cima, con una serie de lutitas y margas carbonosas en la parte media de la formación.

En los alrededores de Ojinaga presenta un espesor de 130 m (Wolleben, 1966), incrementándose hacia el oeste en los alrededores de la Ranchería El Mezquite, donde alcanza 240 m (Escamilla-H, et al., 1991).

Su contacto con la formación infrayacente es transicional y concordante. Con la unidad suprayacente Formación El Picacho se le observa también en contacto concordante (Escamilla-H, et al., 1991; Mena-Escobar, 1994). Por su contenido faunístico y posición estratigráfica se le asigna una edad Coniaciano – Santoniano. Se le correlaciona con los grupos Austin, Taylor y Navarro de Texas. Su ambiente de depósito se considera de submarea a intermarea, con desarrollos deltáico-lagunares, cercanos a la fuente de suministro continental.

4. 1. 1. 3. 3. 18. Formación El Picacho

El contacto con la unidad infrayacente es gradacional y arbitrariamente Wolleben (1966) lo establece en la base de la primera aparición de algún estrato de arenisca o arcilla de color brillante en amarillo, rojo o verde. El nombre fue primeramente aplicado por Vivar (1925), geólogo de Petróleos Mexicanos que estudió esta región.

En la vecindad de Ojinaga, la Formación El Picacho consiste de estratos diastratificados de arenisca de grano medio y de color rojo, amarillo o café. Alternan con horizontes de arcilla limosa de color rojo, morado, amarillo, verde o café. Contiene hacia la base, delgadas capas de carbón, icnofósiles y lentes con restos de madera petrificada.

Al norte del lineamiento aflora en la margen oriental de la Presa Tarahumara, a 30 km al oeste de Ciudad Ojinaga, donde alcanza un espesor de 300 m (Mena-Escobar, 1994).

Su contacto con la Formación San Carlos es concordante. En la cima, la secuencia Paleógena descansa discordantemente sobre esta formación, con la presencia frecuente de un conglomerado calcáreo. El depósito se efectuó en un ambiente de inter- a supramarea, con abundante aporte de materia orgánica derivada de las zonas palustres desarrolladas en el frente deltáico. Por posición estratigráfica, se le asigna una edad Campaniano Tardía (Mena-Escobar, 1994)..

4. 1. 2. Rasgos estratigráficos meridionales al lineamiento

Para la parte sur del lineamiento, se describen a continuación las características lito-estratigráficas principales.

En esta porción suroriental del Estado de Chihuahua es notorio el predominio de afloramientos con rocas volcánicas de edad Paleógena y de sedimentos aluviales continentales de edad Cuaternaria que cubren la mayor parte de la superficie, dejando solo afloramientos aislados de rocas sedimentarias marinas (Figs. 1.4 y 4.1).

Con estas características, Sedlock (1994) considera que esta porción de la República Mexicana constituye un elemento tectónico al que denomina “Terreno Tarahumara” y su

origen lo relaciona con la prolongación de la Faja Orogénica Ouachita desde la región de Ojinaga, Chihuahua, hasta la Comarca Lagunera centrada en las ciudades de Torreón, Coahuila, Lerdo de Tejada y Gómez Palacio en el Estado de Durango. Nuevas consideraciones respecto a la prolongación de la Faja Orogénica Ouachita dentro del Estado de Chihuahua, la sitúan hasta el vecino estado de Sonora (Fig. 4.8; Poole, et al. 2005).

Ambas propuestas sugieren el emplazamiento de sedimentos epiclásticos de margen continental Permo-Triásicos hacia el sur del Lineamiento Delicias-Mulato (Formación Plomosas, sensus Dyer y Reyes, 1987), los cuales han sido detectados en el subsuelo a través de los pozos Apache-1, Toronto-1, Ceballos-1, Tarahumara-1, Parral-1 y Tlahualilo-1. En la región norte de Coahuila, Carpenter (1997) describe una secuencia de rocas metamórficas (facies de esquisto verde) que adscribe a los sedimentos tipo flysch de la zona interior Ouachita, sugiriendo que la fuente de suministro no proviene del cratón de Norte América.

Dentro del Estado de Chihuahua al sur del lineamiento aún no se reportan datos relativos a la litología que subyace a la secuencia epiclástica (aquí considerada como Formación Plomosas) ahora deformada y contorsionada, tipo *mélange*. Una gran parte de estos sedimentos de margen continental debieron depositarse sobre un fondo de corteza oceánica (Océano Rheic), bajo un régimen de margen pasiva. Este régimen cambió a margen activa al colisionar Gondwana. La adición de sedimentos tipo flysch provenientes de fuentes distintas al cratón de Norte América (Carpenter, op. cit.), vino a engrosar la faja de sutura Ouachita.

Llama la atención la gran cantidad de yacimientos minerales de metales preciosos (Au y Ag) y metales básicos (Pb, Zn y Cu) con valor económico que han sido explotados (algunos todavía) y que se ubican dentro o próximos a esta porción suroriental del Estado

de Chihuahua, meridional al lineamiento (Fig. 5.5). San Carlos (Ag, Pb, Zn, Fe), Magistral (Cu, Fe), Naica (Ag, Pb, Zn, W), La Perla (Fe), La Negra (Fe), Hércules (Fe), Sierra Mojada (Pb, Zn, Fe), San José del Sitio (Au, Ag), Olivos (Au, Ag), San Francisco del Oro (Au, Ag, Pb, Zn), Santa Bárbara (Au, Ag, Pb, Zn, Cu) y Parral (Au, Ag, Pb, Zn), Almoloya (Au, Ag, Pb, Zn), etc., son las minas principales que se ubican en esta región, convirtiendo al Estado de Chihuahua en uno de los productores mas importantes de plata, plomo y zinc en México. Estos yacimientos contienen óxidos de fierro, algunos en cantidades explotables, por el enriquecimiento en este elemento de los magmas responsables de la mineralización.

En base a lo anteriormente expuesto y a manera de hipótesis por comprobar, aquí se sugiere que la litología bajo la secuencia epiclástica que conforma la faja de sutura Ouachita en el subsuelo de la porción suroriental del Estado de Chihuahua al sur del Lineamiento Delicias-Mulato, es de composición básica y ultrabásica, relictos de la Placa Oceánica Rheic (Figs. 5.1 y 5.2).

La estratigrafía de esta región suroriental del Estado de Chihuahua, al sur del lineamiento, se ha observado a través de los pozos de PEMEX a la facies de margen continental convertida en la *mélange* de sutura Ouachita-Marathon-Sonora (Formación Plomosas) como la secuencia basal. Las unidades marinas suprayacentes depositadas bajo un régimen transgresivo en cuencas tipo rift (*sensus* Lawton y McMillan, 1999) o pull-apart (*sensus* Haenggi y Muehlberger, 2005), fueron emplazadas desde el Jurásico Tardío hasta el Cretácico Tardío. La subducción de la Placa Farallón bajo la Placa de Norte América al occidente propició durante el Cretácico Tardío el carácter regresivo de estas cuencas marinas.

En base a los espesores que exhiben las unidades depositadas en la porción suroriental del Estado de Chihuahua al sur del lineamiento, en comparación con los que se reportan para la Cuenca de Chihuahua al norte (Tabla 3), se considera una menor subsidencia de esta porción (Cuenca Intermedia definida mas adelante) de las cuencas de Mar Mexicano y Cuenca de Sabinas, en comparación con la subsidencia mayor sufrida por la Cuenca de Chihuahua (Figs. 5.1 y 5.5).

4. 1. 2. 1. Precámbrico

No se ha reportado la existencia de afloramientos de rocas precámbricas al sur del lineamiento en el Estado de Chihuahua. Sin embargo, Rudnik y Cameron (1991), reportan una edad de 1370 Ma para algunos xenolitos de la facies de granulita procedentes del cono cinerítico La Olivina, en el campo volcánico de Camargo, Chihuahua (Fig. 3.1).

4. 1. 2. 2. Paleozoico

La literatura geológica no registra publicaciones en donde se describan afloramientos de edad Paleozoica al sur del lineamiento en el Estado de Chihuahua. Jones y McKee (1987) reportan afloramientos de una secuencia volcánica en Sierra del Diablo, Municipio de Jiménez, Chihuahua (Figs. 3.1 y 4.2). Aunque no establecieron su edad, especulan sobre su posible relación con la Formación Nazas del Triásico – Jurásico Temprano que aflora en los alrededores de la ciudad de Torreón, Coahuila, o bien con la

secuencia volcánica Las Delicias del Paleozoico Tardío que aflora en la Plataforma de Coahuila.

Al sur del lineamiento, Petróleos Mexicanos perforó el Pozo Apache-1 que corta rocas paleozoicas (Fig. 4.4, Apéndice B).

4. 1. 2. 2. 1. Pozo Apache-1

Este pozo se perforó en la llanura de Chilicote, en las proximidades al sur de la traza sugerida del lineamiento, ubicado en las coordenadas geográficas 104° 44' 19.083" de longitud oeste y 28° 53' 23.8256" de latitud norte (SGM, 1985). La secuencia perforada se describe como sigue: Aluvión - aflora; K Buda - 238 m; K Del Rio - 300 m; K Loma de Plata - 322 m; K Benevides - 708 m; K Finlay - 980 m; K Chihuahua - 1105 m; K Benigno - 1220 m; K Coyame - 1360 m; K La Peña - 2040 m; K Cupido - 2300 m; K La Virgen - 2323 m; K Las Vigas - 2690 m; K Navarrete - 3392 m; J La Casita - 4067 m; Pz Plomosas - 5103 m; Pz Pastor - 5420 m; Profundidad total 5690 m (Tabla del Apéndice B).

Aunque la columna cortada por este pozo concuerda con la estratigrafía que aflora en la región de Chorreras-Carrizalillo a 50 km al occidente, en su descripción es notoria la falta de repeticiones por cabalgamiento, característica frecuentemente observada en la estructura de las rocas sedimentarias marinas que caracterizan a la porción de corteza al sur del lineamiento (Figs. 4.11, 4.12, 6.6, 6.7 y 6.8). También se observa la continuidad en el subsuelo de la secuencia que característicamente se depositó en la Cuenca de Chihuahua, modificando con este dato, la trayectoria hacia el sur de la traza inferida para el Lineamiento Delicias-Mulato.

Situación importante se observa en la secuencia cortada por el Pozo Toronto-1, que a continuación se describe y que termina en lo que presumiblemente corresponde a la facies

de la Formación Plomosas (sensus Dyer y Reyes, 1987), equivalentes a los epiclásticos de margen continental que conforman la Faja Orogénica Ouachita-Marathon-Sonora.

4. 1. 2. 2. 2. Pozo Toronto-1

Ubicado en las coordenadas geográficas 105° 45' 27" de longitud oeste y 27° 30' 51" de latitud norte, se ubica en la proximidad del comienzo del vaso de la Presa La Boquilla, que conforma al Lago Toronto a 150 km al sur-sureste de la ciudad de Chihuahua. La secuencia perforada por el pozo se describe como sigue: Ks San Carlos - aflora; Ks Parras - 824 m; Ks Indidura - 1695 m; Ki Albiano - 1794 m; Ki La Peña - 2870 m; Ki Cupido - 3063 m; Ki La Virgen - 3306 m; Arenisca de cuarzo - 4320 m (Jurásico Superior ?); Profundidad total 4654 m (Tabla del Apéndice B).

Al sur del lineamiento las rocas más antiguas que afloran se localizan en la Sierra de Olivos (Franco-Rubio, et al., en prensa), perteneciente a la municipalidad de Valle de Rosario, Chihuahua (Figs. 4.2, 4.15, 4.16).

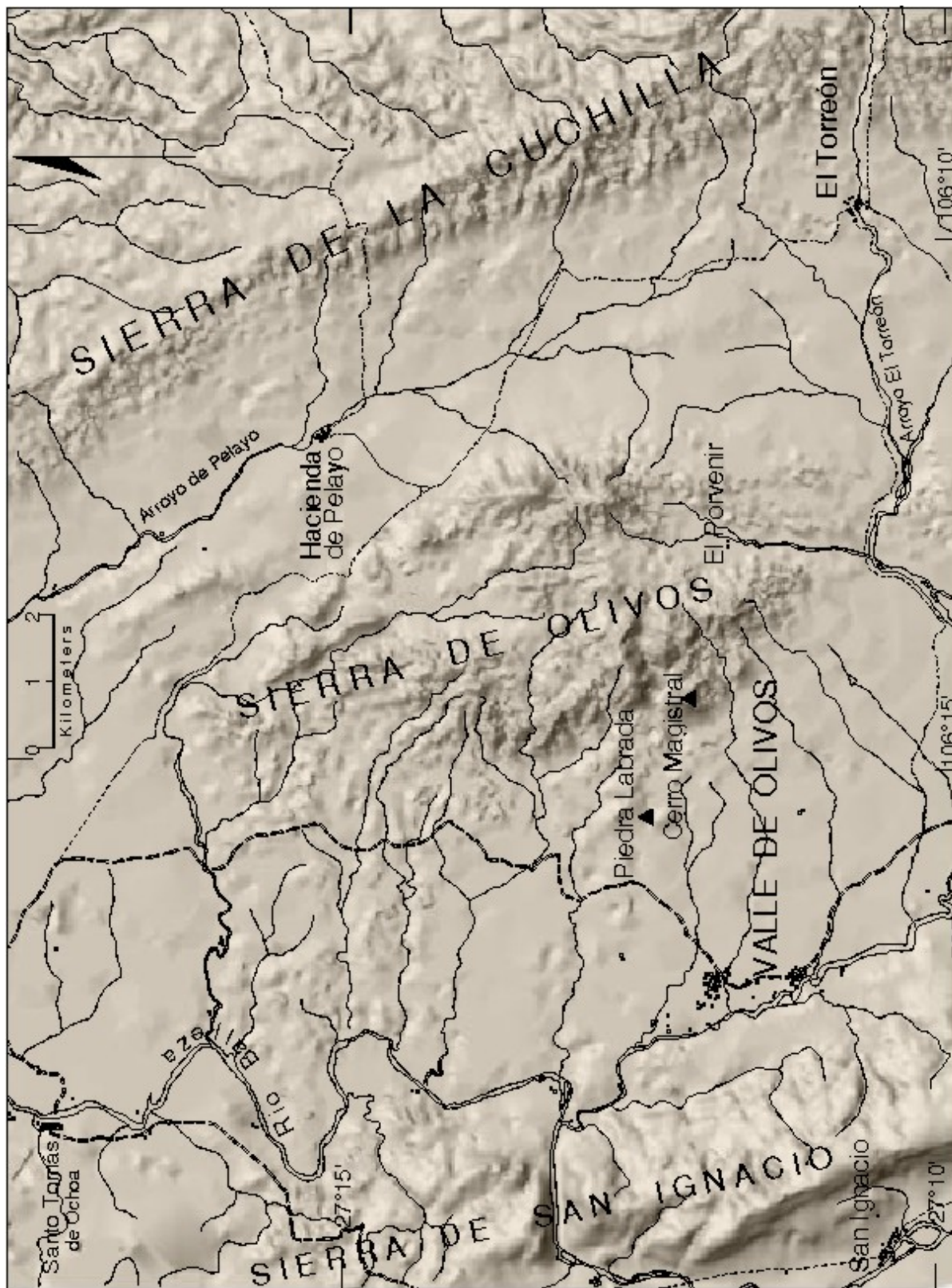


Figura 4. 15. Modelo digital de elevación de la región de Valle de Olivos, Municipio de Valle de Rosario, Chihuahua, mostrando la estructura dómica al centro del valle, así como las sierras basculadas (Tomado de Franco-Rubio et al., en prensa).

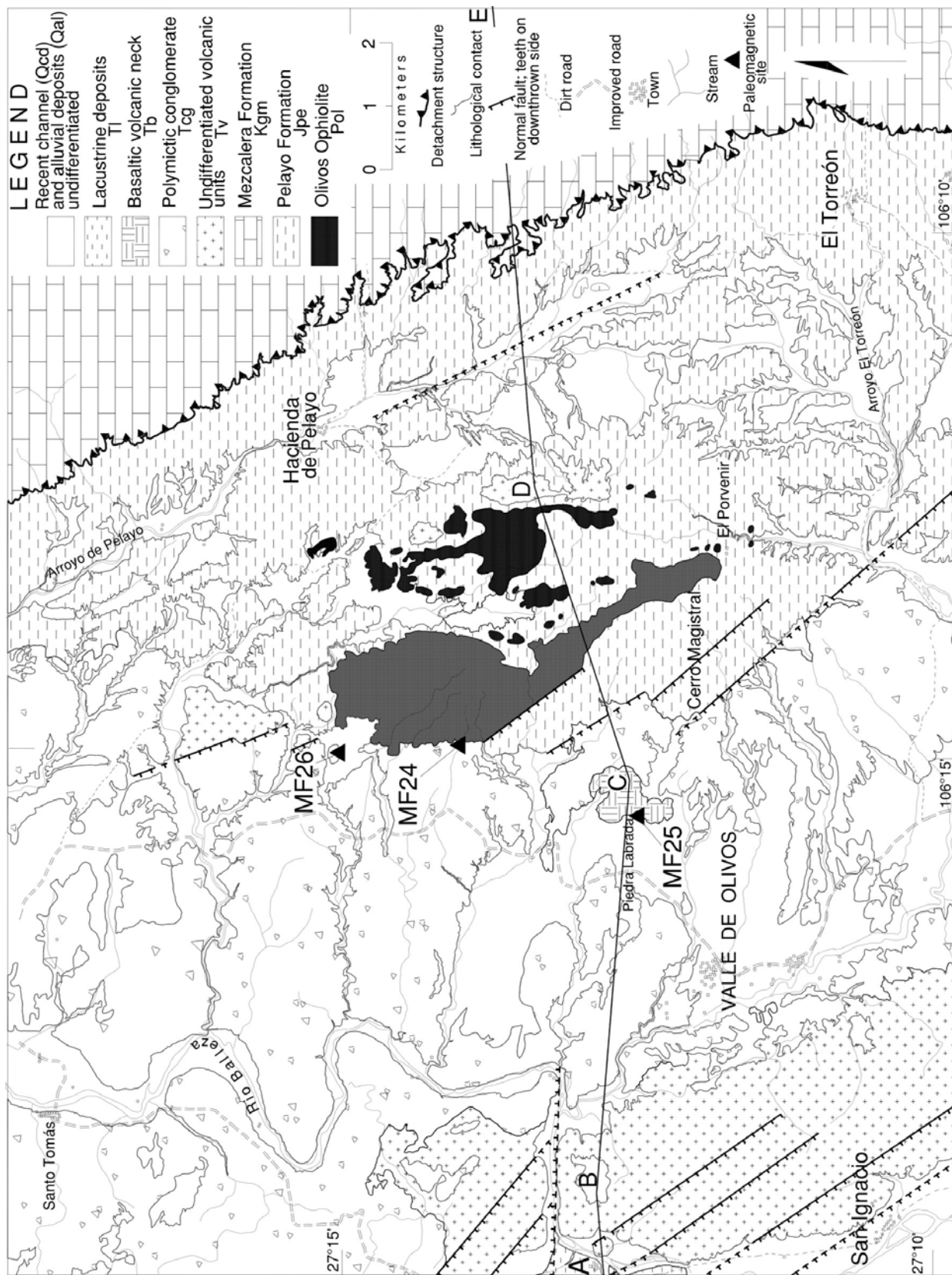


Figura 4. 16.- Geología de la región de Valle de Olivos, Mpio. de Valle de Rosario, Chihuahua. La sección de la línea A-B-C-D-E se muestra en la Fig. 6.11 (Tomado de Franco-Rubio, et al., en prensa).

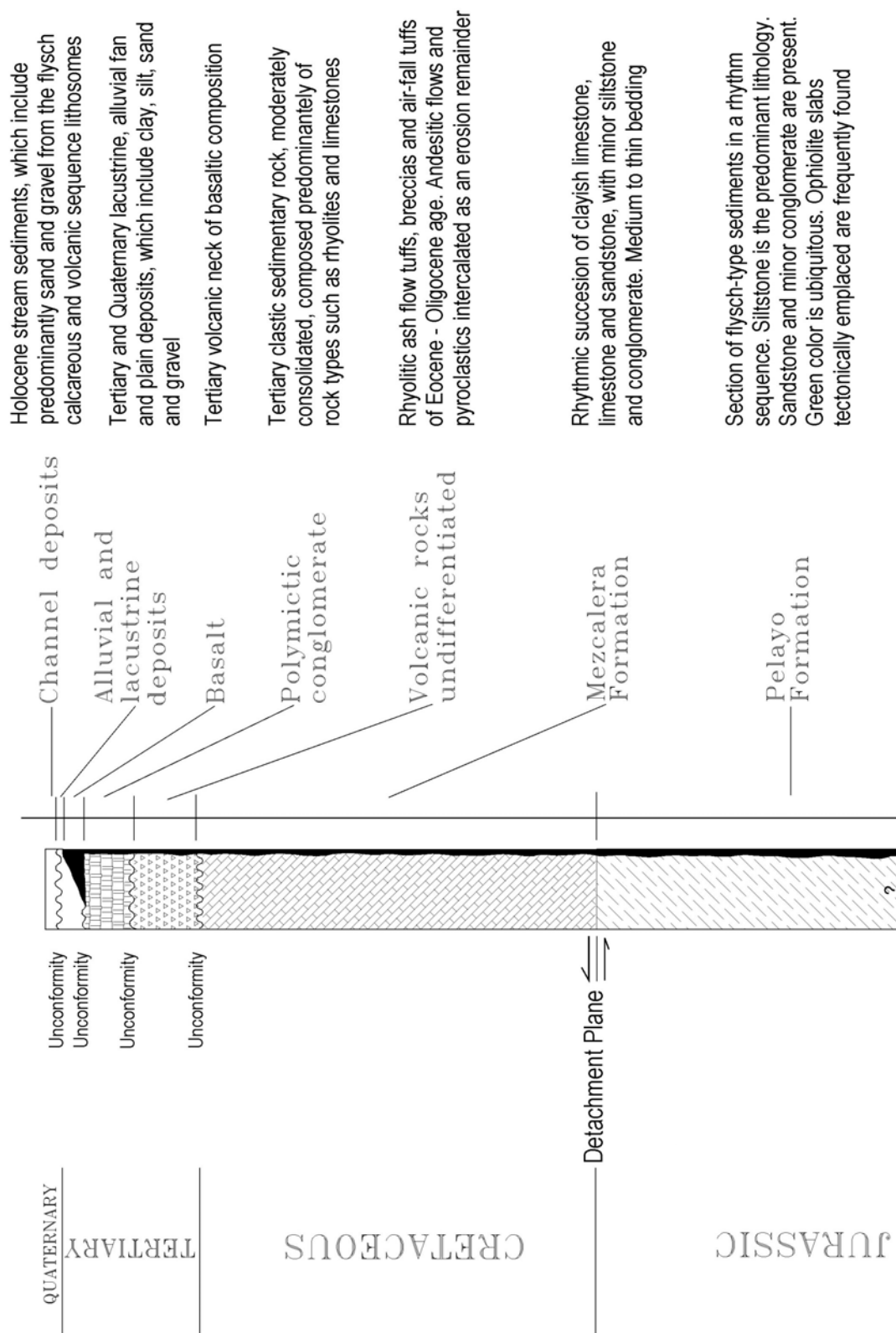


Figura 4. 17.- Columna lito-estratigráfica de la región de Valle de Olivos, Chihuahua. (Tomada de Franco-Rubio, et al., en prensa).

De este lugar, a 155 km al sur de la ciudad de Chihuahua, se reporta el descubrimiento de fragmentos obducidos de corteza oceánica con una edad de 251 ± 7 Ma, obtenida por el método K/Ar (Tabla 2), presumiblemente embebidos tectónicamente en sedimentos Jurásicos (Bajociano Superior – Calloviano Medio) sobre la margen suroriental del cratón de Norte América “Laurencia” (Figs. 4.16, 4.17 y 6.11).

Ubicados también al sur del lineamiento a lo largo del arroyo San Carlos, en contacto con el granito que conforma al Tronco San Carlos y a 4 km al oeste del poblado de Manuel Benavides, Chihuahua, se exhibe una secuencia epiclástica de areniscas y limolitas arcillosas con estratificación laminar a delgada de color verde claro, contorsionados y con fuerte metamorfismo termal (Figs. 4.18, 4.19, 4.20, 4.21 y 4.22). El contacto con la unidad infrayacente se desconoce por estar sepultado. Hacia la cima subyace en discordancia angular al conglomerado basal de la Formación Las Vigas.

Al nororiente de Manuel Benavides, en la Cuenca de Marathon del vecino estado norteamericano de Texas, las calizas de la Formación Glen Rose del Albiano, sin deformación tangencial y ligeramente basculadas hacia el oriente, descansan en discordancia angular sobre el Conglomerado Bissett de edad Triásica (King, 1937). En esta localidad faltan las formaciones Coyame, La Peña, Cupido, La Virgen, Las Vigas, Navarrete y La Casita, por interrupción en la continuidad del registro geológico, por no haberse depositado o por haber sido erosionadas antes de la depositación de la Formación Glen Rose.

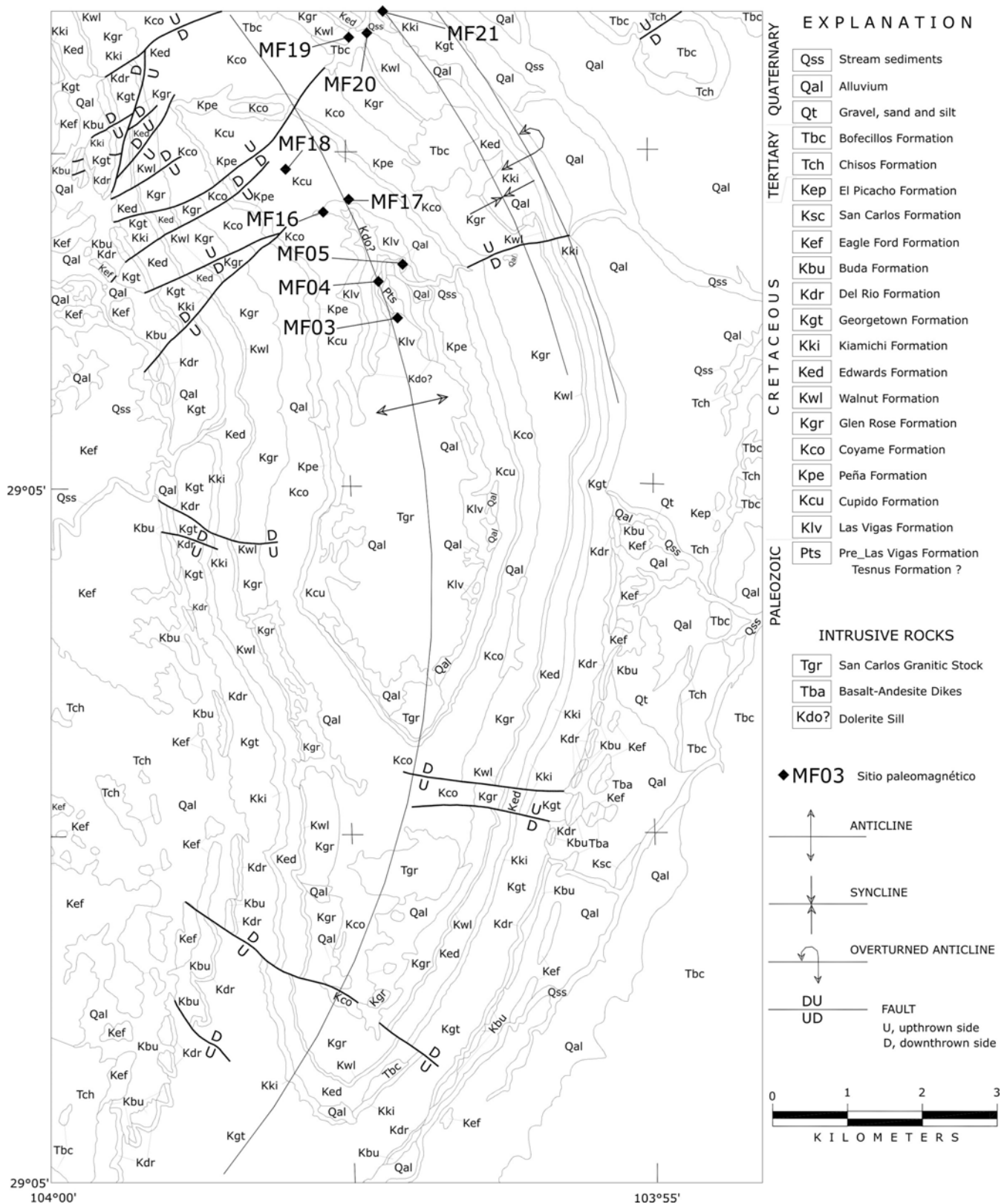


Figura 4. 18.- Geología de la Sierra Azul (San Carlos) ubicada al occidente de la cabecera municipal de Manuel Benavides, Chihuahua, donde se muestra el afloramiento de rocas pre-Las Vigas en contacto con el Tronco Granítico San Carlos (Modificado de Franco-Rubio, 1983).

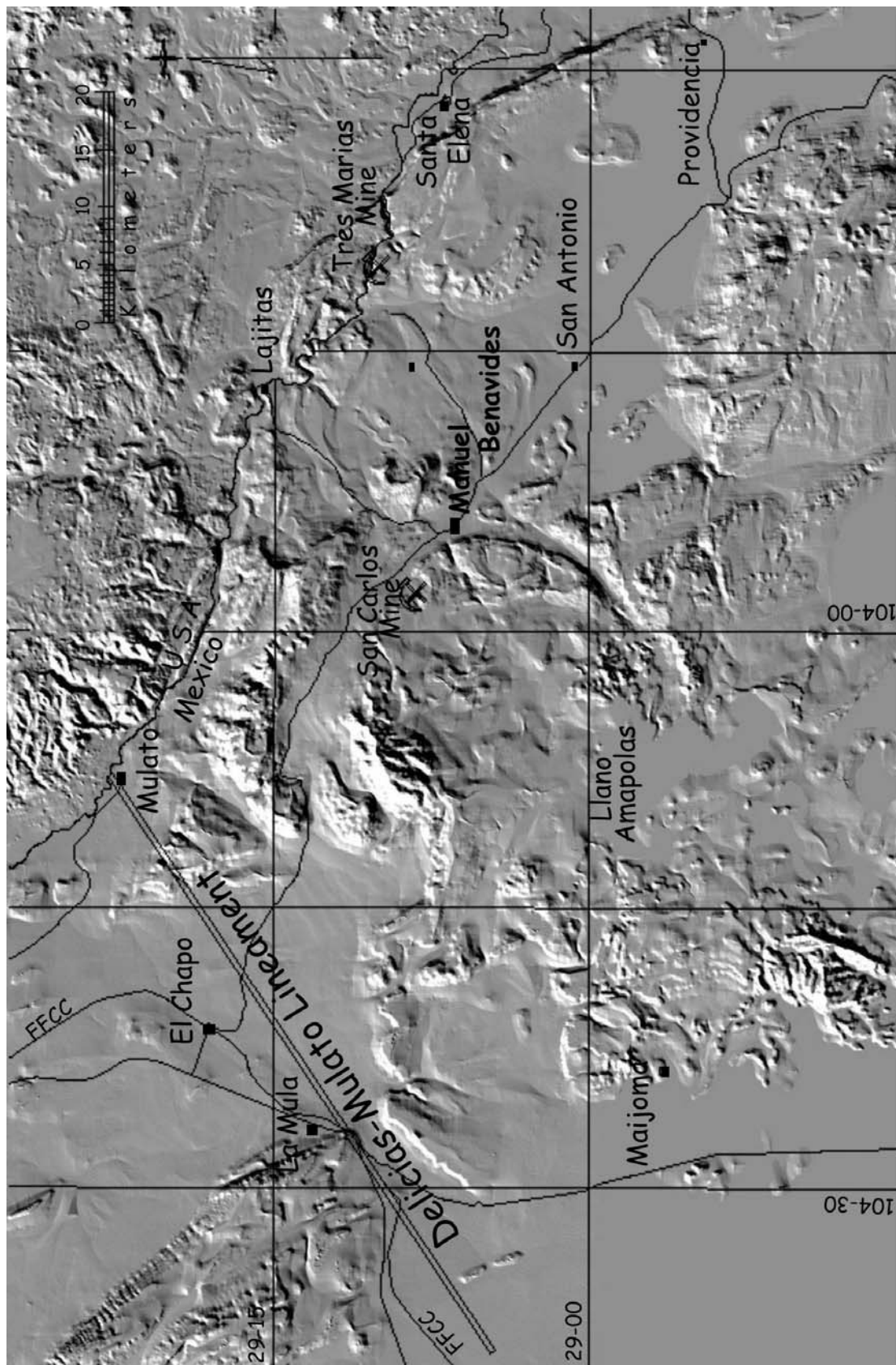


Figura 4. 19.- Modelo de elevación digital de la región de Manuel Benavides, mostrando la estructura semicircular de la Caldera de San Carlos.



Figura 4. 20.- Geología de la región de Manuel Benavides, Chihuahua, donde se muestra la estructura circular de la Caldera San Carlos

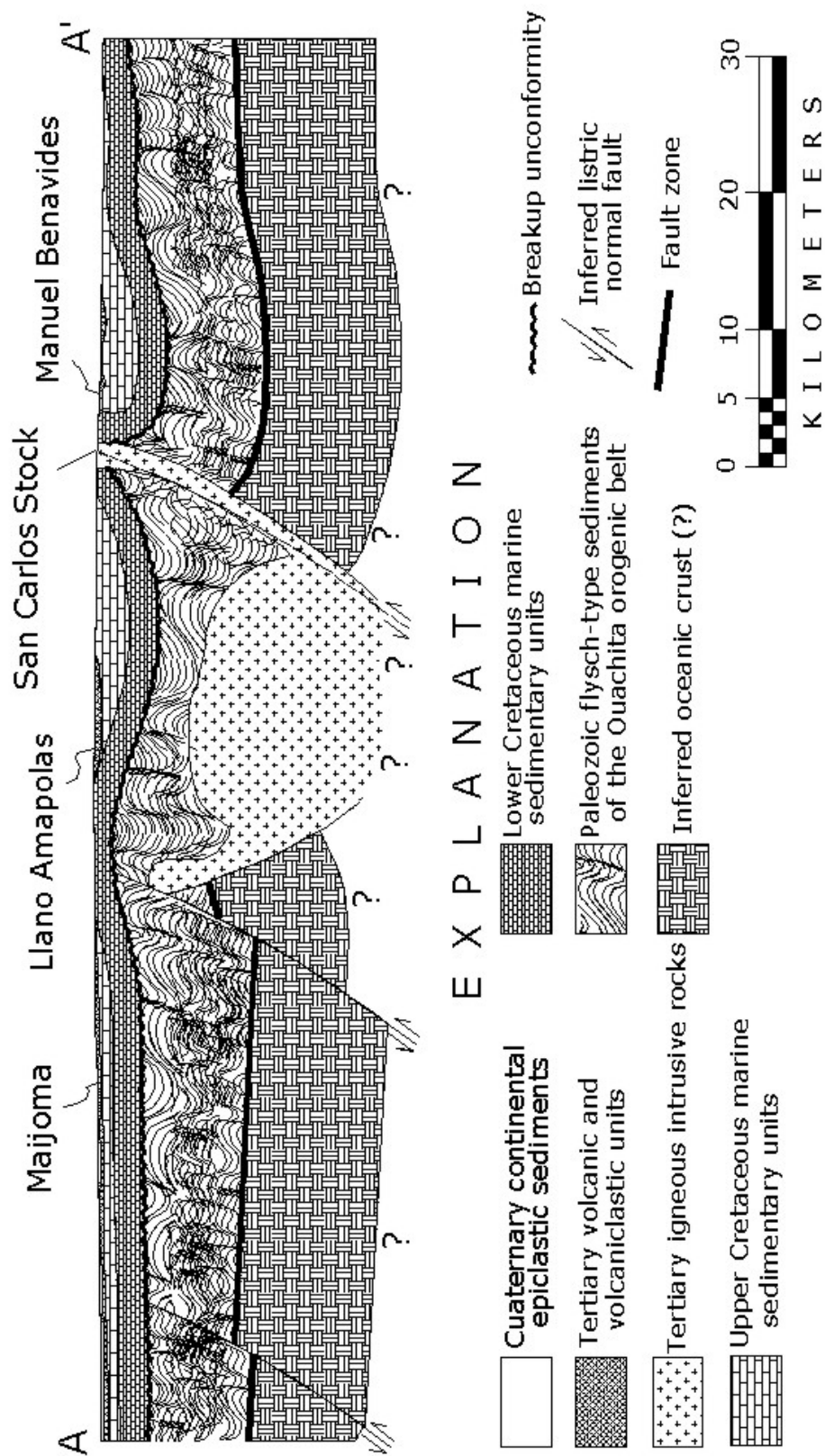


Figura 4. 21.- Sección estructural sobre la línea A-A', mostrando el apósisis (Tronco San Carlos), de la caldera.

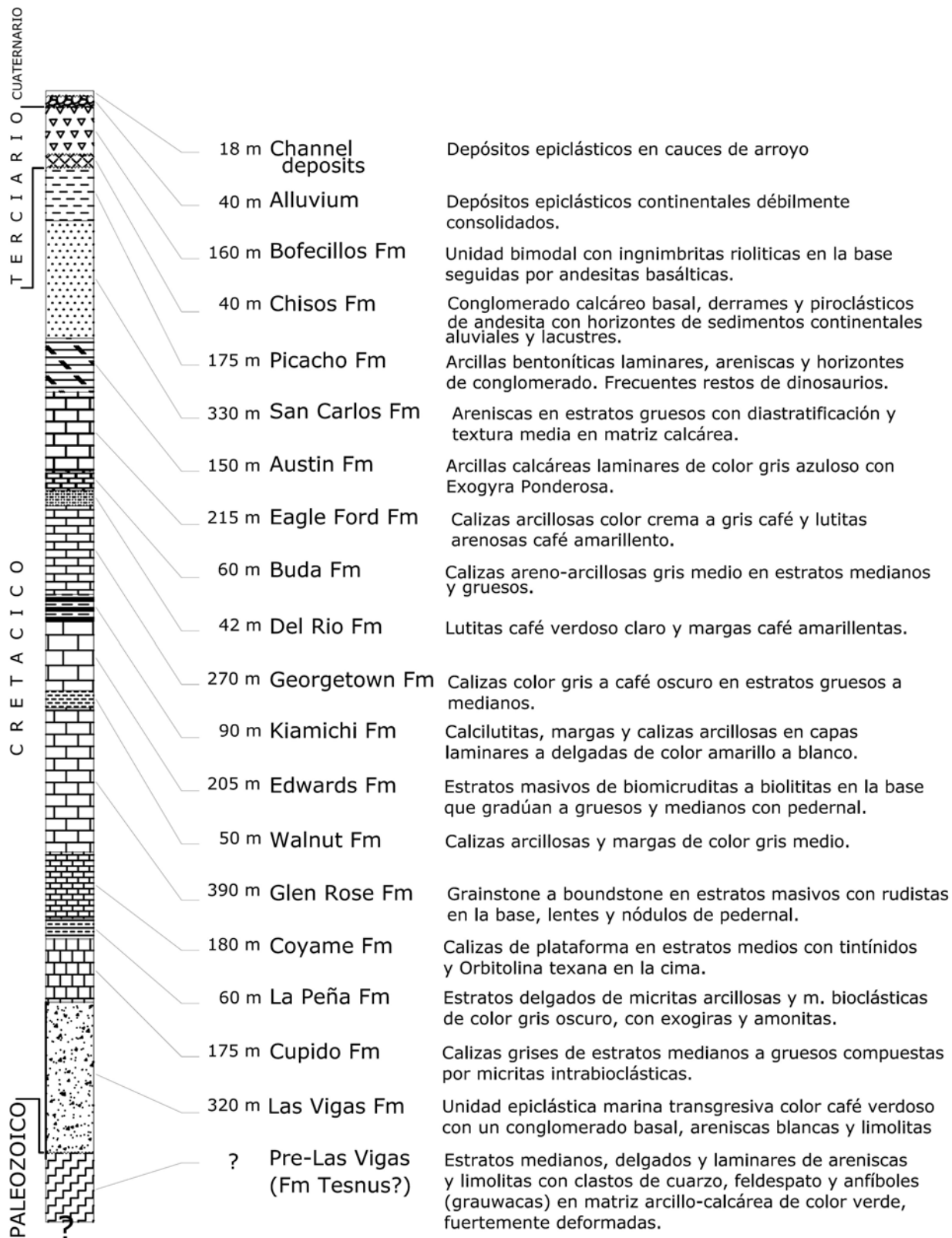


Figura 4. 22.- Columna lito-estratigráfica de la región de Manuel Benavides, Chihuahua.

Considerando la continuación de la Faja Orogénica Ouachita-Marathon-Sonora en Chihuahua y Coahuila (James and Henry, 1993; Carpenter, 1997), se concluye que las rocas mas antiguas en Manuel Benavides, Chihuahua aflorando en contacto con el Tronco San Carlos, se correlacionan con alguna de las formaciones Paleozoicas de esta faja orogénica que aquí, tentativamente señalamos su equivalencia con la Formación Tesnus de la región de Marathon, Texas, por similitud litológica, estructural y posición estratigráfica (Figs. 4.18, 4.19, 4.20, 4.21 y 4.22, Apéndice G).

El nombre de Formación Tesnus fue otorgado por Baker y Bowman (1917), para las exposiciones cercanas a la Estación Tesnus del Ferrocarril Southern Pacific al este de Haymond en la porción oriental de la Cuenca de Marathon, Texas. King (1937) señala que la Formación Tesnus es la mas antigua del Carbonífero en la región de Marathon, donde esta extensamente expuesta en los extremos sureste, este y noreste de la cuenca.

La formación esta compuesta por una alternancia de areniscas y lutitas con estratificación delgada a gruesa, no fosilífera con excepción de algunos vestigios de plantas hacia la cima. La mayor parte de sus afloramientos presentan espesores que exceden los mil metros y solo en la porción suroriental de la cuenca alcanza los 2000 m. Debido a su poca resistencia a la erosión, por lo general se le observa en las partes bajas de las llanuras y en los cauces intermitentes que disectan el relieve bajo. No obstante, hacia el sureste de la cuenca se constituye predominantemente de areniscas, muchas de los cuales tienen composición arkósica y algunos estratos masivos de cuarcitas de carácter más resistente.

4. 1. 2. 3. Mesozoico

No se han reportado rocas Triásicas ni Jurásicas al sur del lineamiento dentro del Estado de Chihuahua, aunque muy probablemente la secuencia volcánica en la base de la Sierra del Diablo del Municipio de Jiménez, Chihuahua (Figs. 3.1 y 4.2), pudiera tener una edad Jurásica (Jones y McKee, 1987). No obstante, el autor identificó por vez primera (Franco-Rubio, et al., en prensa), sedimentos de edad jurásica en la Sierra de Olivos que contienen bloques tectónicos de corteza oceánica de edad pérmica (Figs. 3.1, 4.15, 4.16 y 4.17) y que se describen a continuación.

4. 1. 2. 3. 1. Jurásico

4. 1. 2. 3. 1. 1. Formación Pelayo

Constituye a la unidad sedimentaria más antigua que aflora en la región entre Hidalgo del Parral y la ciudad de Chihuahua. El nombre de Formación Pelayo (Jpe) se utiliza de manera informal por corresponder a la localidad donde se encontraron los fósiles que establecieron su edad, además de que no se conoce de alguna formación equivalente en la región. Dada la complejidad estructural que exhibe, no fue posible medir el espesor real de esta secuencia sedimentaria. Su base esta sepultada y el contacto con la unidad suprayacente, Formación Mezcalera, se presenta como superficie de despegue (decòllement), a lo largo de la cual debe haberse abrasionado (tectónicamente) un espesor importante de ambas formaciones sedimentarias (Figs. 4.15, 4.16, 4.17 y 6.11). Dentro de esta secuencia se encuentran embebidos varios cuerpos de basalto, parte de los cuales muestran estructura almohadillada, característica de la erupción de material ígneo bajo el agua.

La Formación Pelayo está conformada por una sección epiclástica marina de limolitas arcillosas, areniscas, y conglomerados en menor cantidad, que en su mayor parte exhiben estratificación delgada. Es notoria la esporádica presencia de estratos delgados de caliza micrítica con escasos microfósiles planctónicos (calcisferúlidos?).

Petrográficamente, los epiclásticos se componen de grauwas y subgrauwas de color verde por la abundancia de clorita en la matriz, además de otras arcillas y carbonatos de calcio con predominio de intraclastos, algunas veces del tamaño de la grava. Aunque en su mayoría los clastos e intraclastos están constituidos por cristales de feldespato, ferromagnesianos escasos y cuarzo, en su mineralogía predomina este último.

Sobre el cauce del Arroyo de Pelayo, en la vecindad de la Hacienda de Pelayo dentro de un horizonte de limolitas calcáreo-pizarrosas en posición vertical, se colectaron amonitas contenidas en una concreción que agrupó cinco especies diferentes, de las cuales se identificaron tres. A través del Dr. Claudio Bartolini, quién a su vez envió el grupo al Dr. Robert Scott, se obtuvo la información siguiente:

“Claudio, I have preliminary identification of three ammonites in the concretion you sent. The 3 genera I have tentatively identified are *Epistrenoceras* (U. Bajocian-U. Bathonian), *Eurycephalites* (Lower Callovian), and *Reineckeia* (Mid. Callovian). Now if all three are present together in the same concretion and have not been transported, which does not appear to be the case, then either ranges need adjusting or identification need adjusting. Because of the incomplete preservation, the unequivocal identification of these specimens may not be possible”.

La identificación paleontológica hecha por el Dr. R. Scott permite asignar una edad Jurásico Media para la secuencia.

En virtud del carácter primario de estratificación y litología, con una muy escasa presencia de horizontes calcáreos, se considera un ambiente de depósito de margen continental activa con un tirante cercano al nivel de compensación de los carbonatos, cuyos sedimentos fueron transportados por medio de corrientes de densidad conformando una secuencia turbidítica tipo flysch.

Dado que esta unidad sedimentaria estuvo sujeta a, por lo menos, dos períodos de compresión tangencial con aproximadamente la misma dirección, es frecuente observar metamorfismo dinámico en buena parte de sus afloramientos, en especial, las zonas contiguas a los bloques de corteza oceánica emplazados tectónicamente dentro de la secuencia sedimentaria. Por esta razón, para la facies pelítica la estructura pizarrosa es ubicua. Cuando se le encuentra adherida a la competente ofiolita, su grado de metamorfismo aumenta de filita a esquisto.

En la Sierra de Magistral, a 60 km al suroccidente de la ciudad de Chihuahua, aflora una unidad estratigráfica en la base de la secuencia sedimentaria. Se ubica al norte de la estructura dómica generada por el empuje de un intrusivo de composición monzonítica a granodiorítica (Vázquez-G y Franco-R, 1993). Esta unidad basal está constituida por una secuencia de carbonatos y clásticos finos. Su base está sepultada y su cuerpo principal está compuesto por estratos medianos a delgados de areniscas, limolitas y lutitas de color café oscuro a amarillo. La cima presenta estratos de calizas micríticas de color gris claro en capas delgadas y estratos de lutita con intercalaciones de areniscas calcáreas. No se encontraron fósiles y hasta ahora se desconoce la edad de esta secuencia pre-Formación Las Vigas (Fig. 4.23).

4. 1. 2. 3. 2. Cretácico

4. 1. 2. 3. 2. 1. Formación Navarrete

Considerada como la facies epiclástica de intermarea de la parte alta de la Formación La Casita, se le identifica al sur del lineamiento únicamente en la Sierra de Roque-La Amargosa (Fig. 6.10), donde se le midió un espesor de 11 m (De la O-Burrola, et al., 2003), desconociéndose su espesor real por estar cubierto el contacto con la unidad infrayacente. En la sección tipo ubicada aproximadamente a 60 km al nor-noroeste de la ciudad de Ojinaga, Chihuahua, en el Cañón de Navarrete, Haenggi (1966) le midió 132.5 m de un espesor incompleto, en virtud de no estar expuesta la base de esta formación. No obstante, Monreal y Longoria (1999) reportan un espesor de 213 m para esta formación.

En base a su contenido faunístico y posición estratigráfica se le ha determinado una edad Berriasiano – Valanginiano (Mena-Escobar, 1994).

4. 1. 2. 3. 2. 2. Formación Las Vigas

En 1902 se describieron por vez primera sedimentos pertenecientes a esta formación en afloramientos cercanos al poblado de Las Vigas, Municipio de Coyame, Chihuahua, por W. H. Weed. Por esta razón, Burrows (1910) denomina Formación Las Vigas a la sección que describe en la región de Chorreras, Municipio de Aldama, Chihuahua, por considerar que pertenecen a esta formación. Sin embargo, señala que su límite inferior se encuentra cubierto por gravas que ocultan la naturaleza del contacto con la unidad infrayacente conocida como Formación Plomosas del Pérmico.

Uno de los sitios que exponen en su totalidad a la Formación Las Vigas sin que se observen pérdidas de la secuencia por decollement, se ubica en los “Cerros Colorados”

de la región de Cuchillo Parado, en donde suprayace en contacto aparentemente concordante a una unidad hasta ahora considerada como Formación Navarrete, y subyace concordantemente a la Formación La Virgen.

El otro sitio está en el núcleo de la estructura dómica de la Sierra Azul (Figs. 3.1, 4.4, 4.18, 4.19, 4.20, 4.21 y 4.22) en Manuel Benavides (Apéndice G). En este lugar, con la ausencia de la secuencia de evaporitas de la Formación La Virgen, Las Vigas subyace concordantemente a la Formación Cupido y su conglomerado basal suprayace en discordancia angular a los sedimentos pre-Cretácicos aquí considerados equivalentes a la Formación Tesnus del Carbonífero de la región de Marathon, Texas (Figs. 4.18 y 4.22).

Con un espesor medio de 25 metros, el conglomerado basal de color blanco con metamorfismo termal y silicificación fuerte, presenta fragmentos subredondeados a subangulosos que promedian 5 cm en diámetro, aunque algunos alcanzan hasta 15 cm, constituidos en su mayor parte por pedernal en una matriz de arenisca cuarzosa. Immit (1981) señala como fuente de los clastos del conglomerado a las formaciones Caballos y Maravillas de la Cuenca de Marathon, Texas.

Visible a distancia y suprayaciendo al conglomerado, se presenta un horizonte de arenisca ahora convertida en paracuarcita, de color blanco y con aproximadamente 15 metros de espesor que gradualmente pasa a un conglomerado fino con clastos promedio de 2 cm en diámetro. Hacia la cima se presenta una limolita en alternancia de estratos delgados y medianos (10 – 50 cm) de color a la intemperie café oscuro y a la fractura fresca un color verde oscuro.

En total se midieron 320 m de espesor para la secuencia epiclástica, excluyendo un cuerpo tabular interestratificado de composición dolerítica al que Immit (1981) midió un espesor promedio de 87 m. Al igual que la secuencia de lechos rojos de la Formación La

Joya en la Sierra de Catorce, S.L.P. (Franco-Rubio, 1999), muy semejante litológicamente y en su ambiente de depósito, el litosoma de la Formación Las Vigas aquí descrita para la Sierra Azul de Manuel Benavides, Chihuahua, corresponde a una facies transgresiva dentro de una cuenca subsidente.

En el domo estructural de la Sierra de Magistral (Figs. 4.4 y 4.23), esta formación está compuesta por areniscas rojizas con estratificación cruzada. Hacia la cima se presentan sedimentos de playa de ambiente transicional de inter- a supramarea, cuya exposición más importante se localiza en el Arroyo Blanco que drena la porción norte del domo de Magistral hacia el oriente. En la cima, la secuencia terrígena vuelve a su carácter transgresivo con el predominio de limolitas arcillosas de color rojo y calcos de carga (Vázquez-G y Franco-R, 1993).

En la Sierra de Roque-La Amargosa (Figs. 6.9 y 6.10), la Formación Las Vigas está compuesta por estratos delgados a medianos, ocasionalmente gruesos a masivos, de areniscas de textura fina de color rojo interestratificadas con limolitas arcillosas (Padilla-Palma, 1990).

4. 1. 2. 3. 2. 3. Formación Cuchillo

En la localidad tipo, Burrows (1910) no diferenció a las formaciones que posteriormente los geólogos de Petróleos Mexicanos distinguieron en la Formación Cuchillo y eligió como sección tipo a la secuencia que aflora en el camino de la Mina La Aurora (Fig. 4.14) al nor-noreste del poblado de Cuchillo Parado, Municipio de Coyame, Chihuahua. En este lugar se manifiesta como una depresión entre los Cerros Colorados (Formación Las Vigas) y la Sierra de Cuchillo Parado (Formación Aurora).



Figura 4. 23.- Imagen de satélite del área cubierta por la geología de la Fig. 4.24 para la Sierra de Magistral, Municipio de General Trías, Chihuahua (Tomada de Google Earth, online).

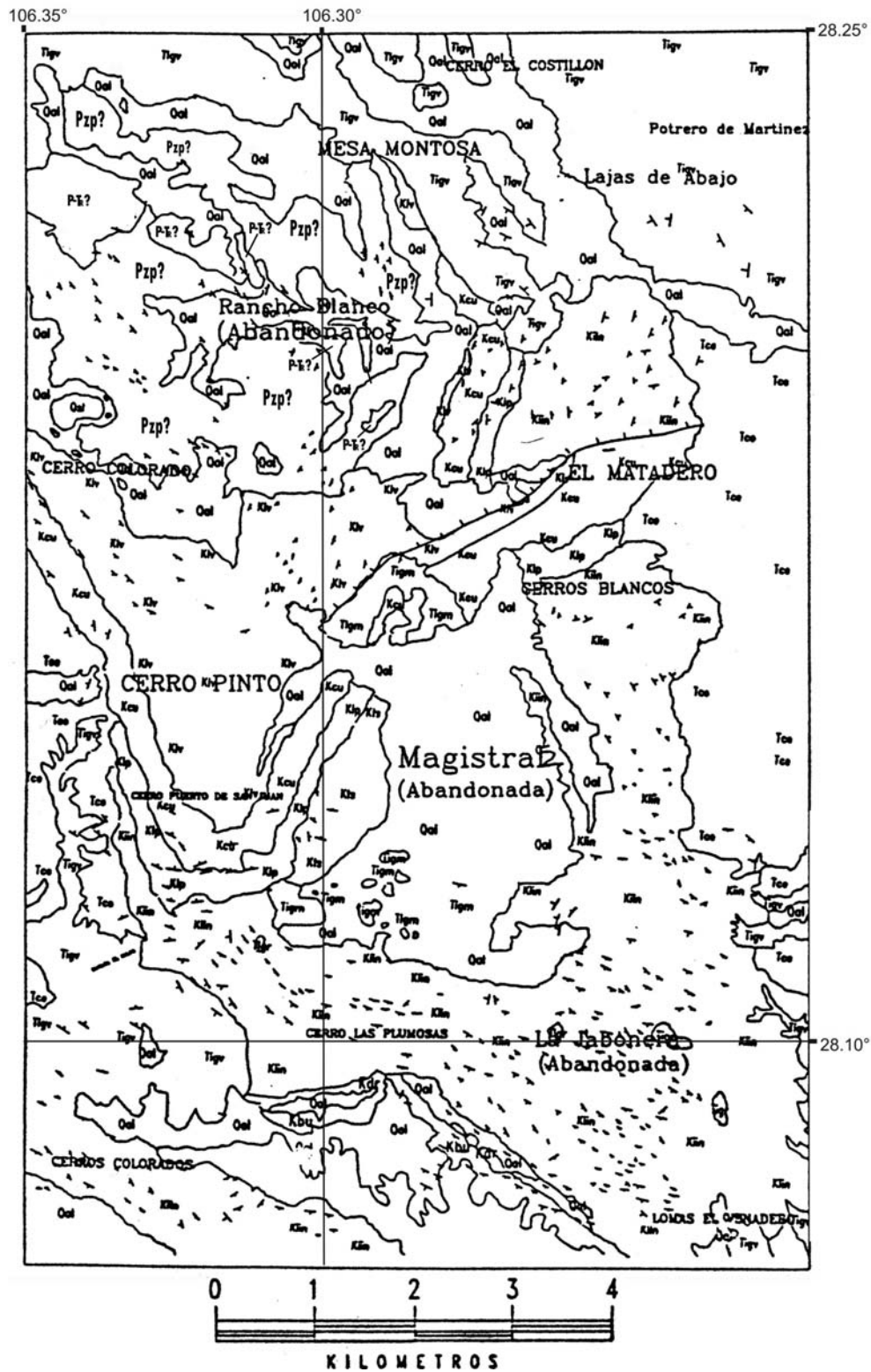


Figura 4. 24.- Geología de la Sierra de Magistral, Municipio de General Trías, Chihuahua (Vázquez y Franco, 1993)

L E Y E N D A

Qsl	Depósitos lacustres de edad reciente
Qal	Depósitos aluviales cuaternarios
Tce	Depósitos continentales de carácter aluvial
Tigm	Tronco Magistral oligoceno monzonítico
Tigv	Piroclásticos riolíticos terciarios
Ksin	Epiclásticos marinos del Cretácico Sup. Indif.
Kbu	Formación Buda
Kdr	Formación Del Río
Kiin	Calizas del Cretácico Interior, indiferenciadas
Kts	Formación Tamaulipas Superior
Klp	Formación La Peña
Kcu	Formación Cupido
Klv	Formación Las Vigas
P-Tr?	Ígneo hipabisal Permo-Triásico ?
Pzp?	Formación Plomosas (?)

S I M B O L O G I A

	Estructura de falla, mostrando el bloque hundido
	Contacto litológico entre unidades cartografiadas
	Rumbo y buzamiento de estratos

Figura 4. 25.- Leyenda para la geología de la Sierra de Magistral, Mpio. de General Trías, Chihuahua

La define como una sección constituida por una secuencia de 610 m. El miembro inferior presenta masas sacaroides blancas y fracturadas constituidas por una facies evaporítica con escasas y delgadas capas de caliza (Formación La Virgen). El miembro suprayacente contiene una alternancia de calizas y capas de yeso, que muestran gran cantidad de conchas fósiles (Formación Cupido). Encima, fácilmente erosionables, se presentan margas y lutitas arcillo-calcáreas de color gris oscuro (Formación La Peña). El miembro superior esta formado por caliza gris en estratos medianos que comienzan a ser gruesos hacia la cima (Formación Coyame).

Actualmente la formación llamada Cuchillo, se divide en cuatro formaciones, que a continuación se describen.

4. 1. 2. 3. 2. 4. Formación La Virgen

En el Potrero La Virgen de la Sierra Las Ovejas, a 10 km al norte de Cuatro Ciénegas en el Estado de Coahuila, Humphrey y Díaz (1956) ubicaron la localidad tipo de la Formación La Virgen, definiéndola como una secuencia de yesos, anhidritas y calizas del Cretácico Inferior.

En Chihuahua, al norte del lineamiento se presentan la mayoría de sus afloramientos, entre los que destacan la Sierra de Cuchillo Parado (350 m), Sierra El Soldado (424 m), localidad El Pastor y Sierra de Aldama. Al sur del Lineamiento Delicias-Mulato esta formación está expuesta únicamente en la Sierra de Roque-Amargosa (Figs. 6.9 y 6.10), en donde se presenta en cuerpos relictos del proceso de abrasión por despegue tectónico, con faltante de gruesos espesores, tanto de horizontes evaporíticos, como de los estratos de caliza intercalados. De la O-Burrola et al. (2003) reporta un espesor máximo de

250 para la sección de Roque-La Amargosa, compuesta por una alternancia de calizas biógenas de estratos delgados con abundante contenido de pelecípodos y gasterópodos, y yesos, color gris a blanco, de textura sacaróide, terrosa, en estratos de espesor medio a grueso.

En el Cerro El Mezquite de la Sierra de Chorreras (Figs. 6.6, 6.7 y 6.8), la Formación La Virgen desapareció totalmente por abrasión tectónica junto con las formaciones Cupido, La Peña y Coyame, observándose a la Formación Las Vigas en contacto con la base de la Formación Glen Rose. Tanto al occidente del lineamiento en la Sierra de Magistral (Figs. 4.4 y 4.23, 4.24 y 4.25), como al oriente en la Sierra Azul del Municipio de Manuel Benavides (Figs. 4.4, 4.18, 4.19, 4.20, 4.21 y 4.22), la Formación La Virgen no se depositó al sur de la traza sugerida para el lineamiento, considerándose estos extremos como márgenes de cuenca para el Barremiano, edad que se le asigna por su posición estratigráfica; no obstante, los pozos Toronto-1, Apache-1 (365 m de espesor) y Parral-1, cortan una sección de esta formación en el subsuelo (Fig. 4.4, Apéndice B).

4. 1. 2. 3. 2. 5. Formación Cupido

El nombre de Cupido fue originalmente utilizado por Imlay (1937). En la Sierra de Parras del Estado de Coahuila, Lehmann (1999) midió un espesor de 660 m para esta formación. Escamilla-H, (1991) menciona que en la Cuenca de Chihuahua aflora en las sierras de Aldama (118 m) y La Mojina (226 m). Rocas sedimentarias depositadas dentro de la Cuenca Intermedia de Sabinas – Mar Mexicano (definida mas adelante), afloran en las sierras de Magistral (280 m) y Manuel Benavides (175 m). En las sierras de Roque y Amargosa, De la O-Burrola, et al. (2003) menciona que las formaciones Cupido y Peña no

tienen dimensión suficiente para ser cartografiados, reportando un espesor conjunto de 30 a 50 m.

En la región de Manuel Benavides, la Formación Cupido está caracterizada por una secuencia de estratos medianos de 0.5 m a 1 m, compuestos por micritas bioclásticas con oolitas e intraclastos, con cantidades menores de estratos formados por micruditas con intraclastos, oolitas y bioclastos (packstone a grainstone). Es frecuente la presencia de miliólidos multicamerados típicos de un ambiente de plataforma somero. Esta formación se caracteriza por una secuencia de packstone a grainstone con contenido de bioclastos, oolitas y oncolitos. En la Sierra de Magistral la Formación Cupido, en contacto concordante con la Formación Las Vigas (Fig. 4.24 y 4.25), se caracteriza por una secuencia de mudstone a wackestone de color gris con oolitas, bioclastos, vetillas de calcita y hematización (Vázquez-G y Franco-R, 1993).

Esta unidad descansa concordantemente sobre la Formación La Virgen y es cubierta igualmente por la Formación La Peña. Los miliólidos multicamerados constituyen los fósiles índices, los cuales pertenecen a un ambiente de plataforma somero. Por las relaciones estratigráficas que presenta y por su contenido microfaunístico, se le asigna una edad Barremiano – Aptiano Temprano.

4. 1. 2. 3. 2. 6. Formación La Peña

La secuencia de calizas y lutitas que se encuentran subyaciendo a la Formación Aurora y suprayaciendo a la Formación Parritas en su localidad tipo del flanco norte de la Sierra de Taraises, Imlay (1936) las designó formalmente como Formación La Peña, estableciendo la existencia de dos miembros, el inferior (calizas masivas con lutitas escasas) y el superior (alternancia de calizas y lutitas). Humphrey (1949) redefinió a la

Formación La Peña restringiéndola únicamente al miembro superior. Longoria (1975) la describe ampliamente en base a esta redefinición, y aquí se utiliza ese concepto para el presente trabajo.

En la región de Manuel Benavides (Figs. 4.4, 4.18 y 4.22), con un espesor medio de 60 m, la Formación La Peña está compuesta por estratos delgados (10 a 50 cm) de micritas arcillosas y biomicritas de color gris oscuro a negro, conteniendo gran cantidad de exogiras y algunas amonitas (Apéndice G). Estratos equivalentes de esta formación están constituidos por lutitas calcáreas de color negro. El fósil índice es el *Nannoconus circularis*, correspondiéndole un ambiente de mar abierto, y cuya edad es Aptiano Tardío.

En la zona de Magistral (Figs. 4.4 y 4.24 y 4.25) la Formación La Peña se presenta como mudstone a wackestone, promediando aproximadamente 155 m de espesor (Vázquez-G y Franco-R, 1993).

4. 1. 2. 3. 2. 7. Formación Coyame (Tamaulipas Superior)

Este litosoma forma parte del grupo de miembros pertenecientes a la antigua Formación Cuchillo, que se puede diferenciar litológica, cartográfica y paleontológicamente de las demás, ocupando la parte superior y mostrando características que le permiten erigirse como formación geológica en lo individual. Por esta razón, Hernández (1974) denomina informalmente Formación Coyame a la secuencia calcárea de la parte superior de la Formación Cuchillo que aflora en los alrededores de la cabecera Municipal de Coyame, Chihuahua (Fig. 4.2). Aquí utilizamos el nombre de Formación Coyame también informalmente, por no contar con algún otro para ese fin, considerando que las características de esa formación se ajustan mejor que ninguna otra a la unidad que

aflora en las diversas regiones involucradas en la definición del Lineamiento Delicias-Mulato.

En la Sierra Azul de Manuel Benavides (Figs. 4.2, 4.4, 4.18 y 4.22), la Formación Coyame esta compuesta por 180 m de calizas de plataforma en estratos de espesor medio (0.5 m – 1.0 m) a grueso (1 m – 2 m) conteniendo foraminíferos planctónicos representados por tintínidos (*Colomiella recta*, Bonet y *Colomiella mexicana*, Bonet), favusélidos y radiolarios (Apéndice G). Los estratos de la cima en contacto con los horizontes masivos de la Formación Glen Rose contienen gran cantidad de *Orbitolina texana*, que Ramírez y Acevedo (1957) atribuyen a la base de la unidad suprayacente Glen Rose. El equivalente de esta formación está constituido por un wackestone gris, ligeramente arcilloso, siendo el fósil índice la *Colomiella mexicana*, correspondiéndole un ambiente de mar abierto con baja energía y cuya edad es Albiano Temprano.

En el área de Magistral (Figs. 4.4 y 4.24 y 4.25), la Formación Coyame se presenta como un mudstone gris, con vetillas de calcita.

4. 1. 2. 3. 2. 8. Formación Aurora

Burrows (1910), define como Formación Aurora a toda la secuencia de calizas suprayacentes a la Formación Cuchillo y subyacentes a la Formación Ojinaga, señalando como localidad tipo a la secuencia que da comienzo en los estratos masivos horadados por el socavón de la Mina La Aurora en la Sierra de la Aldea (actual Sierra de Cuchillo), al norte del poblado de Cuchillo Parado, Municipio de Coyame, Chihuahua (Figs. 4.14 y 6.2). Este intervalo se integra por las formaciones Glen Rose, Walnut, Edwards, Kiamichi, Georgetown, Del Rio y Buda, que se describen a continuación.

4. 1. 2. 3. 2. 9. Formación Glen Rose

Hill (1891) usó por vez primera el nombre de Glen Rose, estableciendo su localidad tipo a lo largo de Río Paluxy cerca del poblado Glen Rose, Condado de Somervell, Texas. En ese lugar, la formación consiste de calizas de estratos delgados a medianos, que alternan con margas y calizas margosas. Burrows (1910) denomina Formación Aurora a los sedimentos que suprayacen a la Formación Cuchillo. En su base consiste esencialmente de calizas en estratos masivos.

En el cañón del Río San Carlos en la Sierra Azul de Manuel Benavides (Figs. 4.4, 4.18 y 4.22), se midieron 390 m de esta secuencia (Apéndice G). También contiene estratos masivos en la base, fácilmente cartografiables y considerados como un grainstone caracterizado principalmente por rudistas del género *caprinuloidea*. El resto se presenta en capas medianas a gruesas de color gris a gris oscuro con nódulos y lentes de pedernal. Consiste en calcarenitas pelladas con bioclastos de grano fino a medio y calcilutitas (micrita bioclástica dolomitizada) de color gris a café oscuro.

Al suroccidente del lineamiento, en la región de Naica del Municipio de Saucillo, Chihuahua, que comprende a las sierras de Savonarola, Naica, Camargo y Pajarito, la Formación Glen Rose que corresponde a la Unidad I descrita en Franco-Rubio (1978), aflora con un espesor máximo de 260 metros (Figs. 4.2, 4.4, 4.26, 4.27, 4.28 y 6.1).

4. 1. 2. 3. 2. 10. Formación Walnut

Al igual que la unidad anterior, Hill (1891) dio nombre a esta formación en la localidad tipo de Walnut Springs, Condado del Bosque, Texas. La describe como una secuencia de lutitas arcillosas amarillentas y calizas en capas laminares que en ocasiones se

observa con lumaquelas (coquinas) de exogyras, gasterópodos y foraminíferos. Sus equivalentes en Texas son las formaciones Maxon y Telephone Canyon.

En Manuel Benavides (Figs. 4.2, 4.4, 4.18 y 4.22) se midieron aproximadamente 50 m en estratos delgados de margas y calizas arcillosas de color gris medio a claro, además de escasos horizontes delgados de arenisca cuarzosa (Apéndice G). El metamorfismo termal y la silicificación aplicados a la secuencia produce en los estratos una competencia fuerte al intemperismo químico y mecánico transformando en paracuarcita a la arenisca y marmorizando y silicificando a la caliza. Es frecuente la presencia de amonoides y foraminíferos.

En la región de Naica, la Formación Walnut corresponde a la Unidad II (Figs. 4.2, 4.4, 4.26, 4.27, 4.28 y 6.1), y presenta un espesor máximo de 20 m (Franco-Rubio, 1978).

4. 1. 2. 3. 2. 11. Formación Edwards

El nombre de esta formación fue dado por Hill y Vaughan (1897) a la secuencia que se encuentra arriba de la Formación Walnut y subyaciendo a la Formación Kiamichi, ambos en contacto concordante en la localidad tipo de Barton Creek cerca de Austin, capital del estado de Texas.

En Manuel Benavides esta formación presenta un espesor de 205 m medidos a lo largo del Cañón del Río San Carlos (Apéndice G). Son notorios los espesores masivos de caliza (biomicruditas a biolititas) en la base de esta unidad. Hacia la cima, los estratos gradúan a espesores gruesos y medianos, con numerosos nódulos y lentes de pedernal de color café y gran cantidad de exoesqueletos principalmente de rudistas.

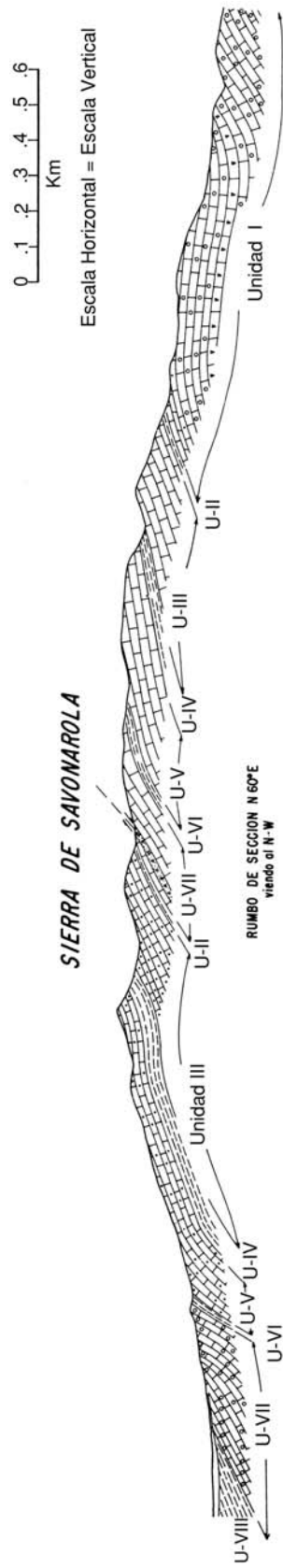


Figura 4. 26.- Sección estructural de la Sierra de Savonarola, Municipio de Delicias, Chihuahua (Franco-Rubio, 1978)

En la región de Naica, Chihuahua, la Formación Edwards corresponde a la Unidad III y presenta un espesor máximo de 370 m (Franco-Rubio, 1978).

4. 1. 2. 3. 2. 12. Formación Kiamichi

De acuerdo con Ramírez y Acevedo (1957), originalmente se le denominó arcillas Kiamitia por Hill en 1891. Posteriormente, el Board of Geographic Names otorgó el nombre actual y su localidad tipo la ubicó en las llanuras del Río Kiamichi, en los alrededores de Fort Towson, Condado de Choctaw, Oklahoma, donde consiste de margas y calizas pizarrosas con abundancia de *Gryphaea navia* y *G. Corrugata*.

En Manuel Benavides está constituida por 90 m (Apéndice G) de calcilutitas, margas y calizas arcillosas en capas laminares a delgadas de color amarillo ocre a blanco, que contienen *Oxytropidoceras sp.* del Albiano tardío.

La Formación Kiamichi en la región de Naica corresponde a la Unidad IV y presenta un espesor máximo de 85 m (Franco-Rubio, 1978).

4. 1. 2. 3. 2. 13. Formación Georgetown

Ramírez y Acevedo (1957) hace mención respecto a esta unidad señalando que Adkins (1933) hace la discusión sobre la Formación Georgetown, dentro de la cual se han agrupado a las formaciones Main Street, Paw Paw, Weno, Denton, Forth Worth y Duck Creek del sureste de Texas.

En Manuel Benavides consiste de 270 m de calizas de color gris a la fractura fresca y gris café oscuro al intemperismo, en estratos gruesos a medianos (Apéndice G).

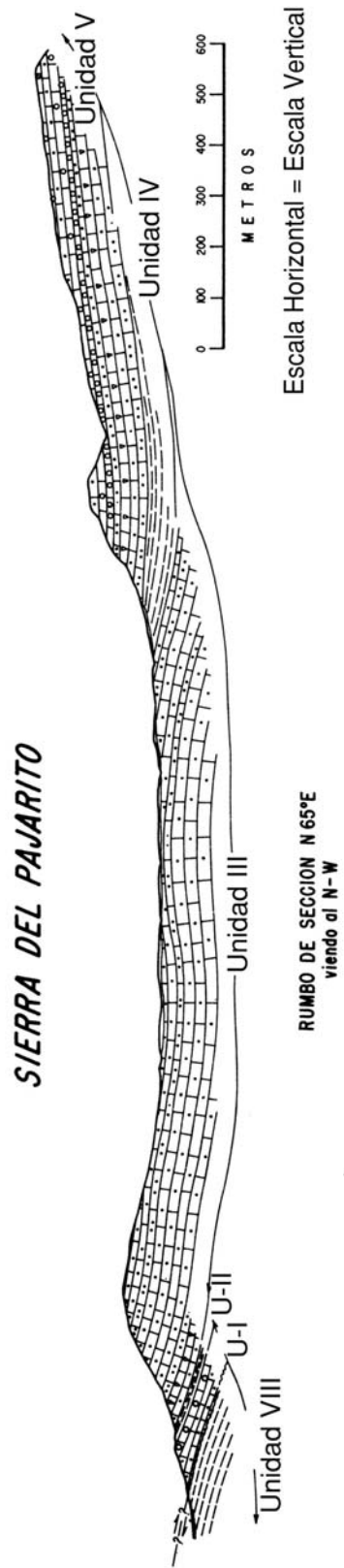


Figura 4. 27.- Sección estructural de la Sierra del Pajarito, Municipio de Camargo, Chihuahua (Franco-Rubio, 1978).

Es frecuente la presencia de *Tuocasia sp.* y otros rudistas sobresaliendo en relieve por silicificación. También se observan abundantes los nódulos de pedernal de color gris claro a crema. En la región de Naica, Chihuahua, la Formación Georgetown (Unidad V), presenta un espesor máximo de 305 m (Franco-Rubio, 1978).

4. 1. 2. 3. 2. 14. Formación Del Río

Hill y Vaughan (1897) aplican el nombre a esta formación, estableciendo como localidad tipo a la secuencia de aproximadamente 60 m de arcillas fosilíferas de color amarillo, que aflora en la Loma de la Cruz, a 3 km al sur de la ciudad de Del Río, Texas.

Esta formación presenta un espesor de 18 m (Apéndice G), medidos en Arroyo Hondo, 5 km al sur del poblado de Manuel Benavides (Figs. 4.2, 4.4, 4.18 y 4.22). Contiene estratos delgados a laminares constituidos principalmente por lutitas (micritas arcillosas) de color café verdoso claro y margas café amarillentas. También contiene fósiles de *exogyra sp.*, *gryphaea sp.* y *Turritela sp.*

En la región de Naica, Chihuahua (Franco-Rubio, 1978), la Formación Del Río (Unidad VI) presenta un espesor máximo de 18 m (Figs. 4.2, 4.4, 4.26, 4.27, 4.28 y 6.1).

4. 1. 2. 3. 2. 15. Formación Buda

Ramírez y Acevedo (1957) mencionan que el nombre fue otorgado por R.T. Hill en 1891, en su localidad tipo de Shoal Creek, en Austin, Texas.

En Manuel Benavides, esta formación esta compuesta por aproximadamente 60 m de calizas areno-arcillosas que intemperizan a un color gris verdoso claro, y de color gris medio a la fractura fresca, en estratos medianos hacia la base y gruesos hacia la cima (Apéndice G).

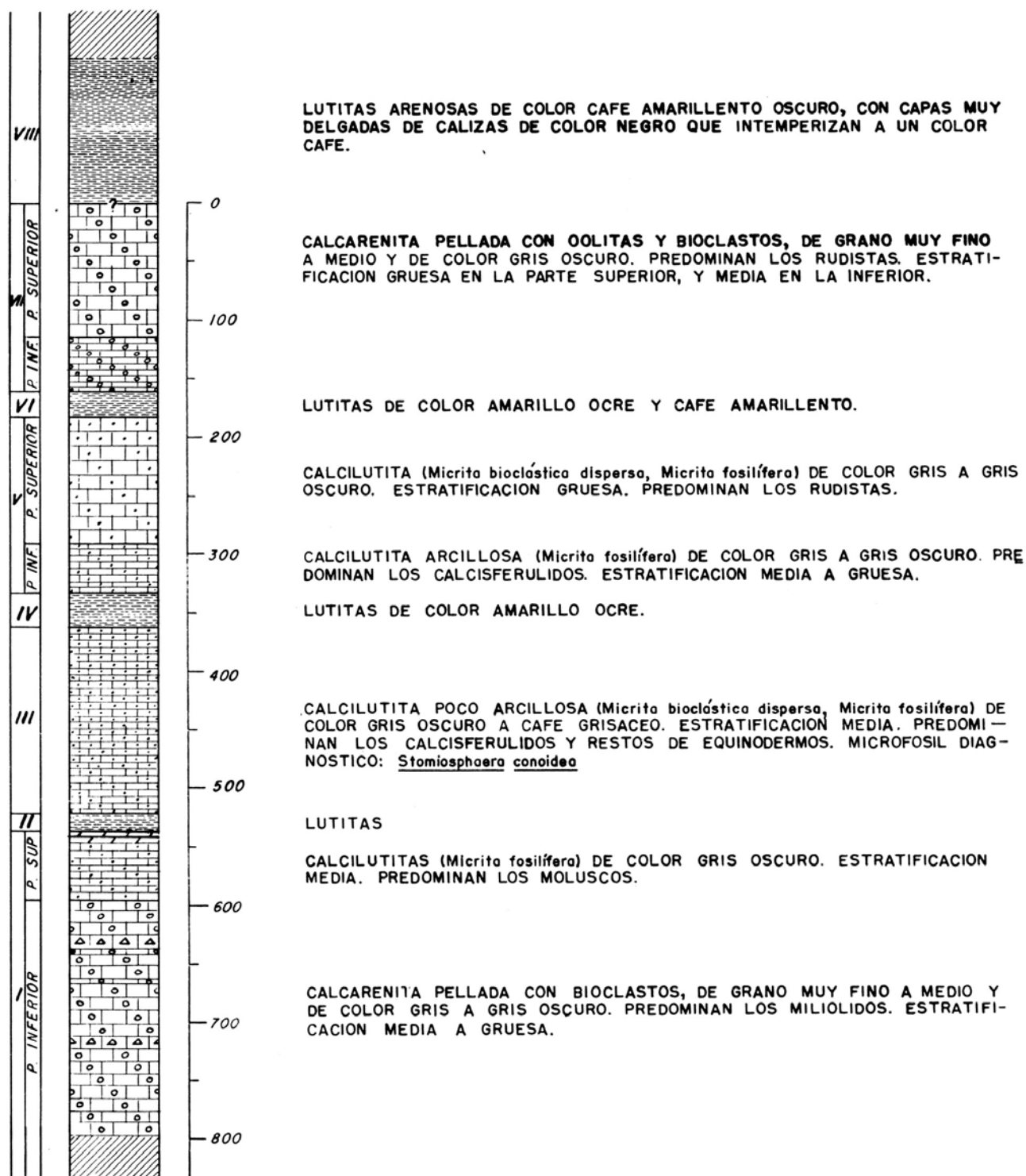


Figura 4. 28.- Columna estratigráfica para la región de Naica, Chihuahua al suroccidente del lineamiento, comprendiendo las sierras de Savonarola, Naica, El Pajarito y Camargo. La equivalencia de las unidades I, II, III, IV, V, VI, VII y VIII, con las formaciones del vecino estado de Texas en la Unión Americana corresponden a las formaciones Glen Rose, Walnut, Edwards, Kiamichi, Georgetown, Del Río, Buda y Eagle Ford, respectivamente. (Franco-Rubio, 1978).

Es característico el arredondamiento de las esquinas de los bloques de estratos, debido al intemperismo esférico a consecuencia del contenido arcilloso en la matriz.

En la región de Naica, Chihuahua, la Formación Buda (Unidad VII) alcanza un espesor máximo de 160 m (Franco-Rubio, 1978).

4. 1. 2. 3. 2. 16. Formación Eagle Ford

Con este nombre se designa a la secuencia de 215 m de calizas arcillosas de color crema a gris café claro y lutitas arenosas de color café amarillento, en estratos delgados y laminares con gran cantidad del fósil índice *Inoceramus labiatus* que afloran en la región de Manuel Benavides (Apéndice G).

Wolleben (1966) utiliza el nombre de Formación Ojinaga para designar a dos unidades claramente cartografiables que aquí se identifican como Eagle Ford y Austin, mismas que Del Arenal (1964) usa en su investigación para esta región de Manuel Benavides.

4. 1. 2. 3. 2. 17. Formación Austin

Bose and Cavins (1927), describen en la región de Lajitas, Municipio de Manuel Benavides, México, a unas lutitas amarillentas a grises que contienen *Mortoniceras sp.*, *Inoceramus sp.* y *Exogyra ponderosa* del Santoniano. Ramírez y Acevedo (1957) asignan a la Formación Austin 1100 m de lutitas de color gris oscuro, algunas arenosas, con estratos delgados de calizas y margas laminadas, así como algunas concreciones calcáreas hacia la cima en el área de Ojinaga.

En los alrededores de la cabecera municipal de Manuel Benavides del mismo nombre, a lo largo del Río San Carlos, afloran sedimentos pertenecientes a esta unidad

compuestos por una secuencia de aproximadamente 150 m de arcillas calcáreas de color gris claro azulado conteniendo *Exogyra Ponderosa*, con intercalaciones de concreciones delgadas alineadas constituidas por calizas arenosas de color café grisáceo claro. La secuencia presenta un color de intemperismo amarillo verdoso grisáceo, descansando concordantemente sobre los estratos calcáreos de la Formación Eagle Ford y subyaciendo a las areniscas de la Formación San Carlos (Apéndice G).

4. 1. 2. 3. 2. 18. Formación San Carlos

Hasta antes de la década de 1930, muchas poblaciones de la República Mexicana poseían nombre de santos, los cuales fueron sustituidos por héroes de la Revolución Mexicana. De esta manera, el municipio y cabecera de Manuel Benavides se conocían como San Carlos, lugar que posee la facies de areniscas marinas costeras y deltaicas con mantos de carbón que caracterizan a esta región del Estado de Chihuahua.

Wolleben (1966) menciona la información no suficiente de Vaughan (1900) al proponer como Formación San Carlos a una unidad que tiene su base cubierta en la localidad que utilizó para definirla. En el caso de Vivar (1925), Wolleben señala que, aunque elevó a la categoría de grupo a la Formación Ojinaga de Burrows dividiéndole en tres, es decir, Formación Ojinaga en la base, Formación El Nogal y Formación Picacho, no dio espesores y su descripción es abreviada.

La sección en Manuel Benavides, medida a lo largo del Río San Carlos, aguas abajo de la cabecera municipal, contiene aproximadamente 330 m de areniscas de estratos en su mayoría gruesos (1-2 m) con diastratificación y granulometría media en una matriz calcárea (Apéndice G). En la sección se observaron dos horizontes de 50 y 70 cm de espesor de carbón, separados por un caballo de arenisca fina de 2 m de espesor. La Formación San

Carlos descansa concordantemente sobre la Formación Austin y subyace también concordantemente a la Formación El Picacho.

4. 1. 2. 3. 2. 19. Formación El Picacho

Esta unidad está compuesta por aproximadamente 175 m (Apéndice G) de una secuencia de arcillas bentoníticas con estratificación laminar, areniscas con diastratificación y horizontes de conglomerado. Es frecuente la presencia de restos de dinosaurios en estos sedimentos. Se presenta en colores blanco, violáceo y rojizo, y dado el gran contenido de illitas y montmorillonitas, su expresión superficial muestra los efectos de contracción y dilatación típico de las arcillas expansivas, provocando pérdida de consolidación y haciéndola fácilmente disgregable.

En la región de Manuel Benavides la Formación El Picacho descansa concordantemente sobre la Formación San Carlos y su límite superior lo constituye una discordancia erosional sobre la que se depositaron conglomerados continentales y los cuerpos de rocas volcánicas Paleógenas de carácter explosivo y de derrame.

5. ANÁLISIS COMPARATIVO DE LA ESTRATIGRAFÍA AL NORTE Y AL SUR DEL LINEAMIENTO DELICIAS - MULATO

Las rocas mas antiguas registradas se ubican al norte del Lineamiento Delicias-Mulato representadas por rocas ígneas (granitos, granodioritas, pegmatitas) y metamórficas (gneisses, anfibolitas, metadioritas, metariolitas), adscritas a la parte meridional del cratón Laurentia con edades de 1337 a 695 Ma (Escamilla-H, et al., 1991). Estas rocas Precámbricas son consideradas como el basamento de la secuencia sedimentaria Paleozoica al norte del lineamiento y aunque su espesor total se desconoce, es muy probable que excedan los 20,000 m (Escamilla-H, et al., 1991).

A partir de la disgregación del paleocontinente Rodinia entre 800 y 550 Ma (Poole, et al., 2005) se produjo la separación de Laurentia y Gondwana ancestrales. Este evento de distensión continental abrió la cuenca del Océano Rheic que recibió los sedimentos de margen continental derivados de las placas continentales adyacentes desde principios hasta fines del Paleozoico.

El avance progresivo de Gondwana (América del Sur-África) hacia las márgenes oriental y meridional de Laurentia (Powell, 2002), produjo durante el Paleozoico Tardío (310 – 280 Ma), la colisión conocida como Orogenia Allegheniana (margen oriental) que aplicó la deformación final en las Montañas Apalaches, y como Orogenia Ouachita-Marathon-Sonora en la margen meridional (Poole, et al., 2005), creando una cadena de montañas plegadas similares a los Apalaches. Este evento de sutura formó el supercontinente Pangea, y la evidencia de un arco volcánico de edad Pensilvánico-Pérmica en el norte y noreste de México, sugiere la subducción de la Placa Oceánica Rheic bajo la

Placa Continental de Laurencia (Figs. 5.1 y 5.2), desde el Pensilvánico Medio hasta el Pérmico (De Cserna, et al., 1968; Handschy, Keller, y Smith, 1987; McKee, Jones, y Anderson, 1988; Ye, et al., 1996).

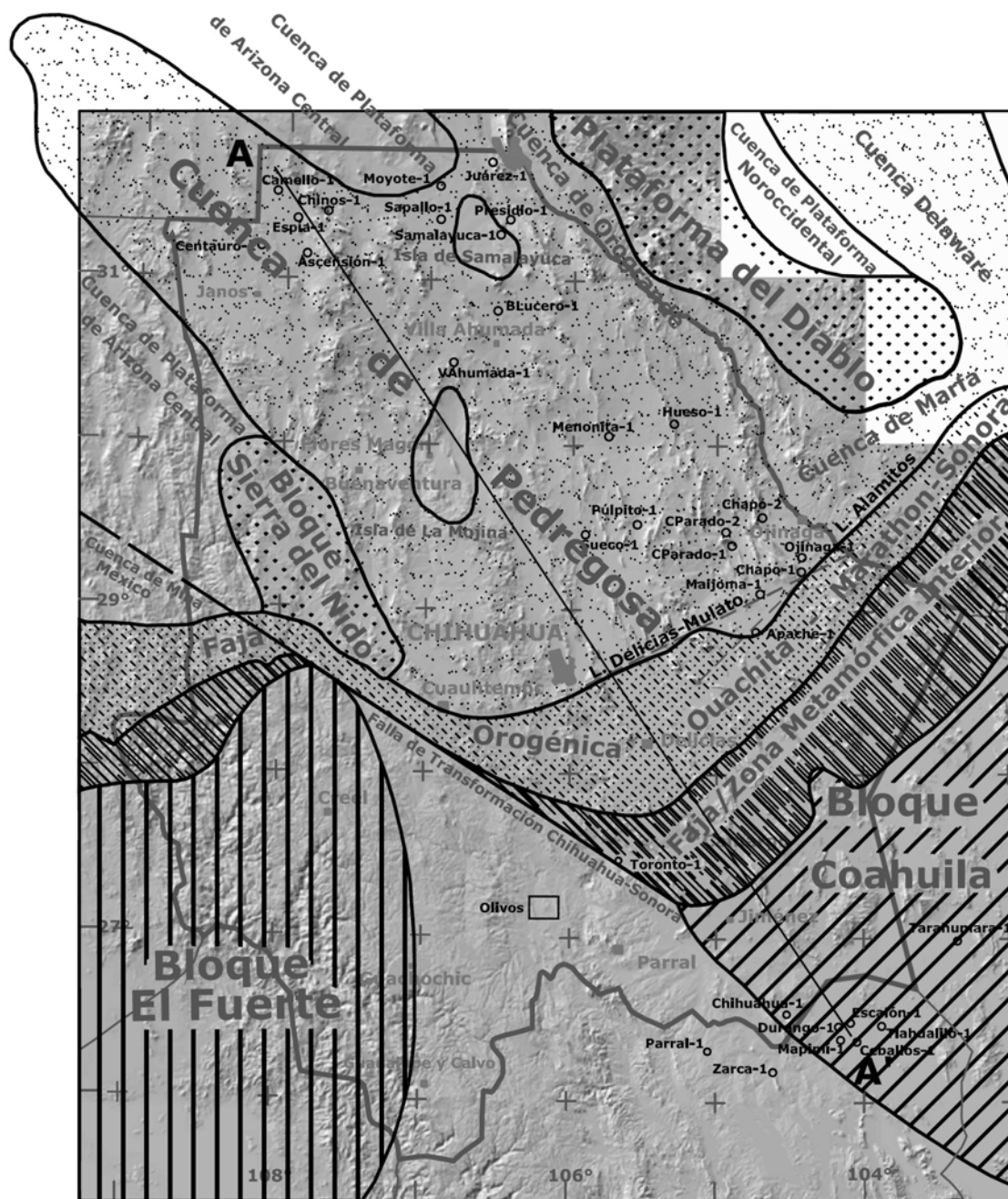


Figura 5. 1.- Paleoelementos de la región del Lineamiento Delicias-Mulato para el Paleozoico Tardío (Modificado de Poole, et al., 2005, y Escamilla-H, et al., 1991)

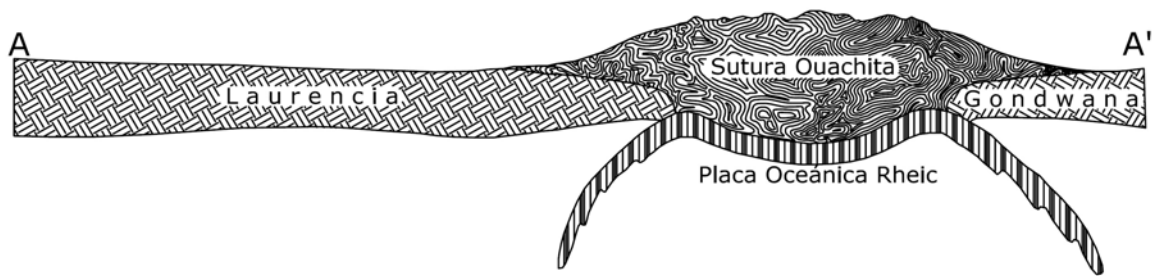


Figura 5. 2.- Sección estructural a lo largo de la línea A-A', mostrando los sedimentos depositados en la Cuenca Oceánica Rheic, entre las placas Laurentia y Gondwana, después de la colisión continental en el Pérmico Tardío.

La secuencia estratigráfica depositada en las cuencas sedimentarias que prevalecieron al interior del Estado de Chihuahua indica que la distribución de las formaciones geológicas durante todo el Paleozoico, se efectuó sobre corteza continental (Cratón de Laurentia) al norte del lineamiento, mientras que al sur el depósito de sedimentos terrígenos de margen continental se llevó a cabo dentro de la cuenca de fondo oceánico (Rheic) existente entre Laurentia y Gondwana.

Los sedimentos Paleozoicos depositados en corteza continental al suroccidente del Cratón Laurentia se adscriben a dos secuencias. La primera, depositada al interior del cratón en la Cuenca Tobosa (Fig. 4.5), comprende a las formaciones predominantemente carbonatadas, Bliss, El Paso, Cable Canyon, Montoya y Fusselman, cuyos espesores en el Ordovícico (Fig. 5.3) alcanzan un valor importante en la región de Carrizalillo-Placer de Guadalupe (443 m) y hacia los bordes oriental y septentrional (779 m) del Estado de Chihuahua (Escamilla-H, et al., 1991). El aporte de sedimentos a la cuenca llega a su fin durante el Ordovícico Medio – Tardío, por elevación generalizada del terreno a consecuencia de los esfuerzos de compresión tangencial provocados por la Orogenia Taconiana al oriente.

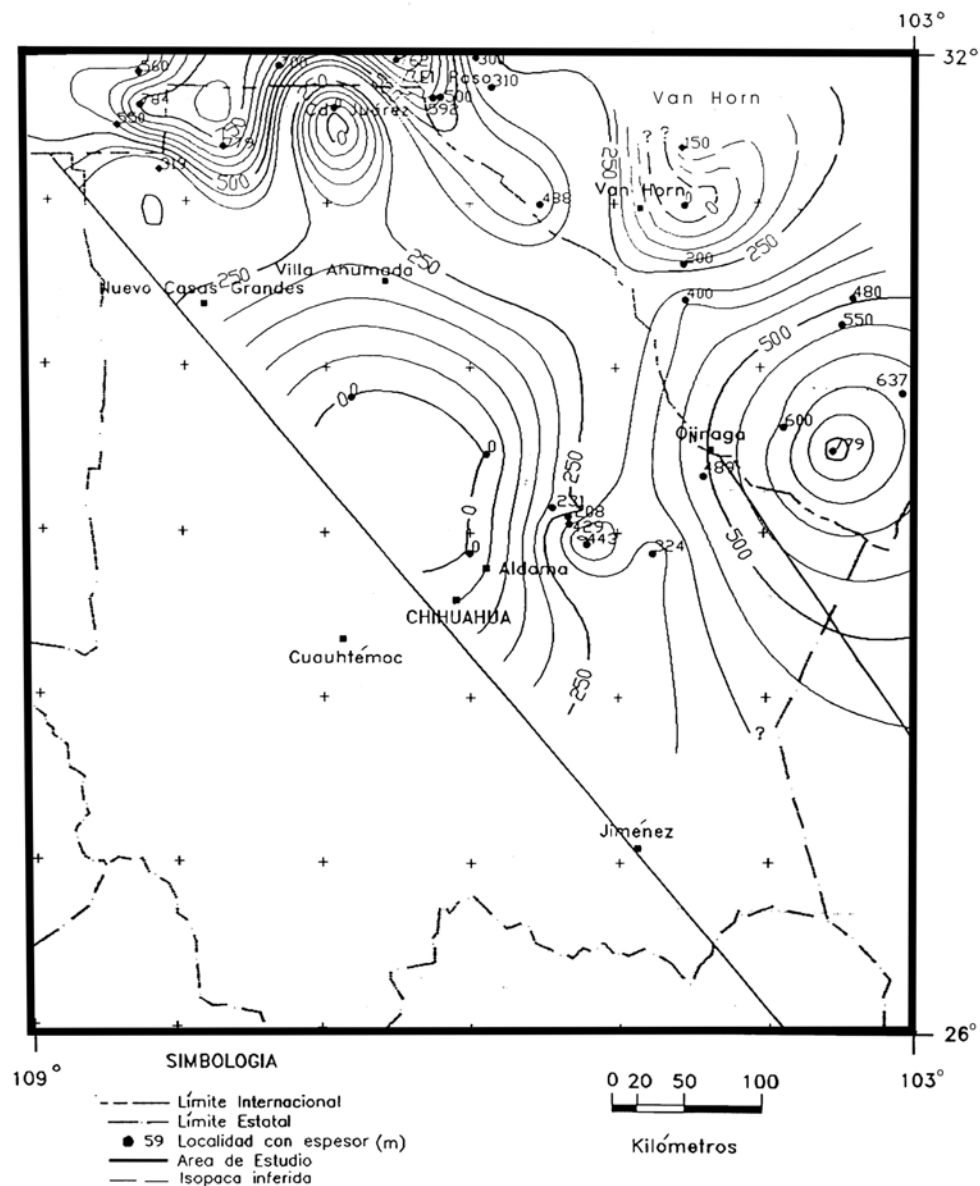


Figura 5. 3.- Configuración de isopacas del Ordovícico, que incluye los espesores de las formaciones El Paso, Cable Canyon y Montoya (Tomada de Escamilla, et al., 1991)

La segunda, depositada durante el Paleozoico Superior (Devónico – Pérmico) bajo un régimen transgresivo de distensión continental en la Cuenca de Pedregosa (Fig. 5.1), dentro de un ambiente de plataforma inicialmente somera a profunda, comprende a las formaciones Percha, Grupo Escabrosa, Paradise, Horquilla, Earp, Colina, Epitaph, Scherrer, Concha, Santa Rita, Plomosas (Rara, Verde), y Conglomerado Mojina. La secuencia

alcanza un espesor máximo durante el Misisípico de 504 m al oriente de Chihuahua y hasta 749 m al noroccidente en la región de Palomas, Chihuahua (Fig. 5.4; Escamilla-H, et al., 1991). Durante la convergencia de la Orogenia Ouachita-Marathon-Sonora, se interrumpe este ciclo de sedimentación a fines del Pérmico (Escamilla-H, et al., 1991).

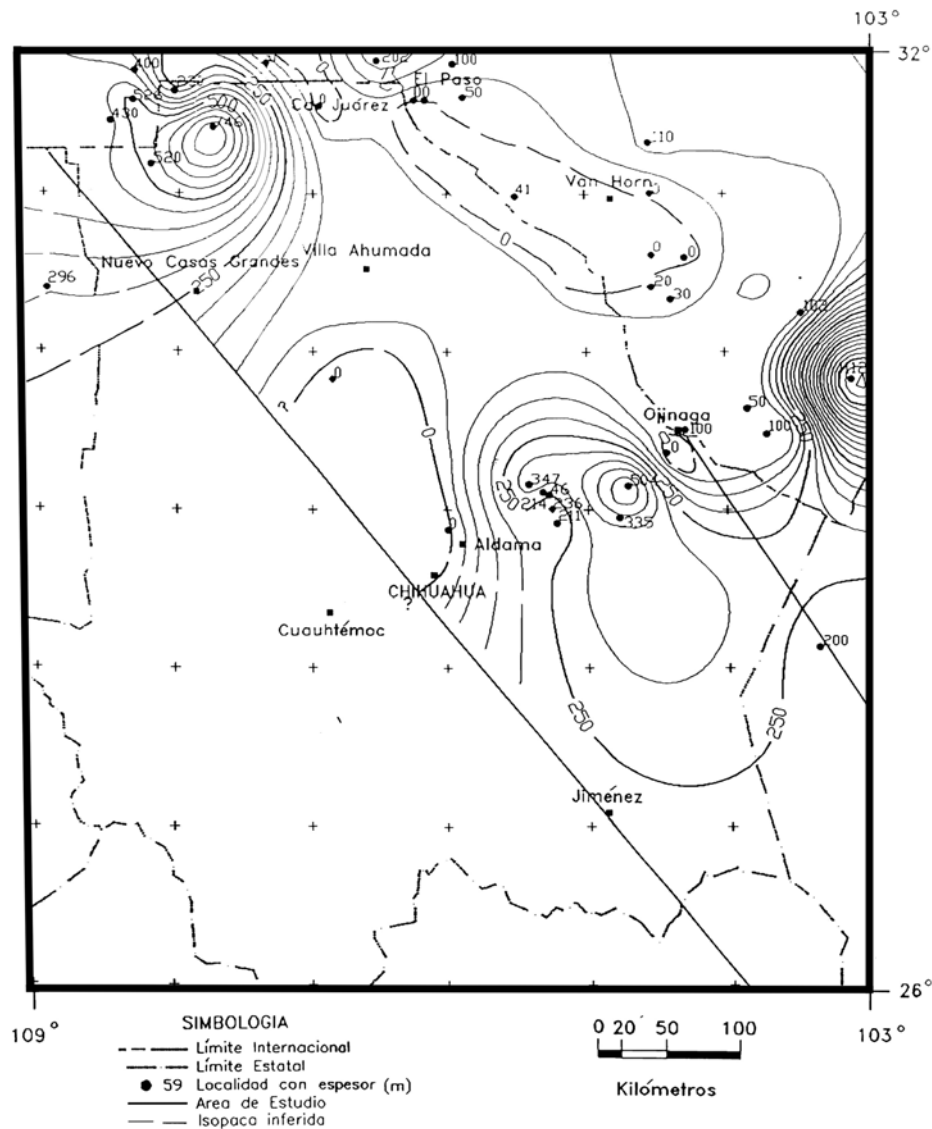


Figura 5. 4.- Configuración de isopacas del Misisípico, que incluye los espesores del Grupo Escabrosa y la Formación Paradise (Tomada de Escamilla, et al., 1991)

Bajo este escenario, en el Triásico Tardío - Jurásico Temprano inicia la partición de Pangea con la separación de Laurasia y Gondwana dentro de un sistema de distensión continental (Olsen, 1997). Consecuencia de esta nueva dispersión de continentes y bajo el mismo sistema de distensión, en el Jurásico Medio da comienzo el desarrollo de cuencas sedimentarias al suroriente de México, con el depósito de lechos rojos de carácter transgresivo en dirección septentrional (Franco-Rubio, 1999). En el Estado de Chihuahua, en el Jurásico Medio - Tardío, la evolución de las cuencas sedimentarias al sur y sureste (Mar Mexicano y Cuenca de Sabinas), inician la distensión de la cadena orogénica Ouachita-Marathon-Sonora y Cuenca de Chihuahua bajo el proceso de “pull-apart” (Haenggi y Muehlberger, 2005).

Los conductos que inicialmente atravesaron los estratos plegados, distorsionados y convolutos, eminentemente arcillosos de la faja orogénica Ouachita-Marathon-Sonora, introdujeron en el Jurásico las primeras aguas marinas hacia el norte dentro de la Cuenca de Chihuahua en proceso de expansión, depositando la secuencia evaporítica (base de la Formación La Casita) que inició el cubrimiento discordante de las rocas pre-existentes (Fig. 5.5).

Estos depósitos evaporíticos y calcáreos de la Formación La Casita de edad Jurásico Tardía, aunque muy probablemente fueron emplazados en las estrechas cuencas ubicadas en el sector de la faja orogénica Ouachita-Marathon-Sonora al sur del Lineamiento Delicias-Mulato dentro del Estado de Chihuahua, no se cuenta con reportes sobre afloramientos, ni tampoco han sido detectados en el subsuelo a través de los pozos de PEMEX perforados en esta región. A fines del Jurásico, en la medida en la que se ensancharon las cuencas en proceso de distensión continental de la zona de faja orogénica

Ouachita-Marathon-Sonora, se formalizó la conexión entre las cuencas de Sabinas y Mar Mexicano con la Cuenca de Chihuahua. Ello trajo como consecuencia la interrupción (en toda la región) de la precipitación de sedimentos evaporíticos, y el establecimiento de una cuenca sobre la superficie relictas de la Faja Orogénica Ouachita-Marathon-Sonora, que informalmente aquí se denomina “Cuenca Intermedia Sabinas – Mar Mexicano” (Fig. 5.5).

De esta manera, se erige la columna estratigráfica Mesozoica destacadamente calcárea de formaciones del Jurásico Tardío – Cretácico en las cuencas de la región del Lineamiento Delicias-Mulato (Tabla 1).

La Cuenca de Chihuahua cuya prevalencia se circunscribe a la Era Mesozoica, constituye un elemento paleogeográfico cuya forma y extensión son muy similares a la Cuenca Pedregosa del Paleozoico Superior (Figs. 5.1 y 5.5). Las unidades sedimentarias depositadas en esta cuenca van desde el Triásico – Jurásico Medio hasta el Cretácico Tardío. Estas unidades están representadas por el Conglomerado Rojo producto del intemperismo de los estratos de la Faja Orogénica Ouachita-Marathon-Sonora; la Formación La Casita del Jurásico Tardío; las formaciones Navarrete, Las Vigas y La Virgen del Neocomiano; las formaciones Cupido y La Peña del Aptiano; las formaciones Coyame, Glen Rose, Walnut, Edwards, Kiamichi, y Georgetown del Albiano; las formaciones Del Río y Buda del Cenomaniano; la Formación Ojinaga del Turoniano; y las formaciones San Carlos y El Picacho del Coniaciano-Maestrichtiano. En su conjunto, la secuencia Mesozoica en la Cuenca de Chihuahua alcanza un espesor medio de 7143 m (Tabla 3). El comportamiento estructural subsidente de la cuenca se observa de manera generalizada en el mapa de isopacas (Fig. 5.6) para la Formación Las Vigas (DeFord y Haenggi, 1970).

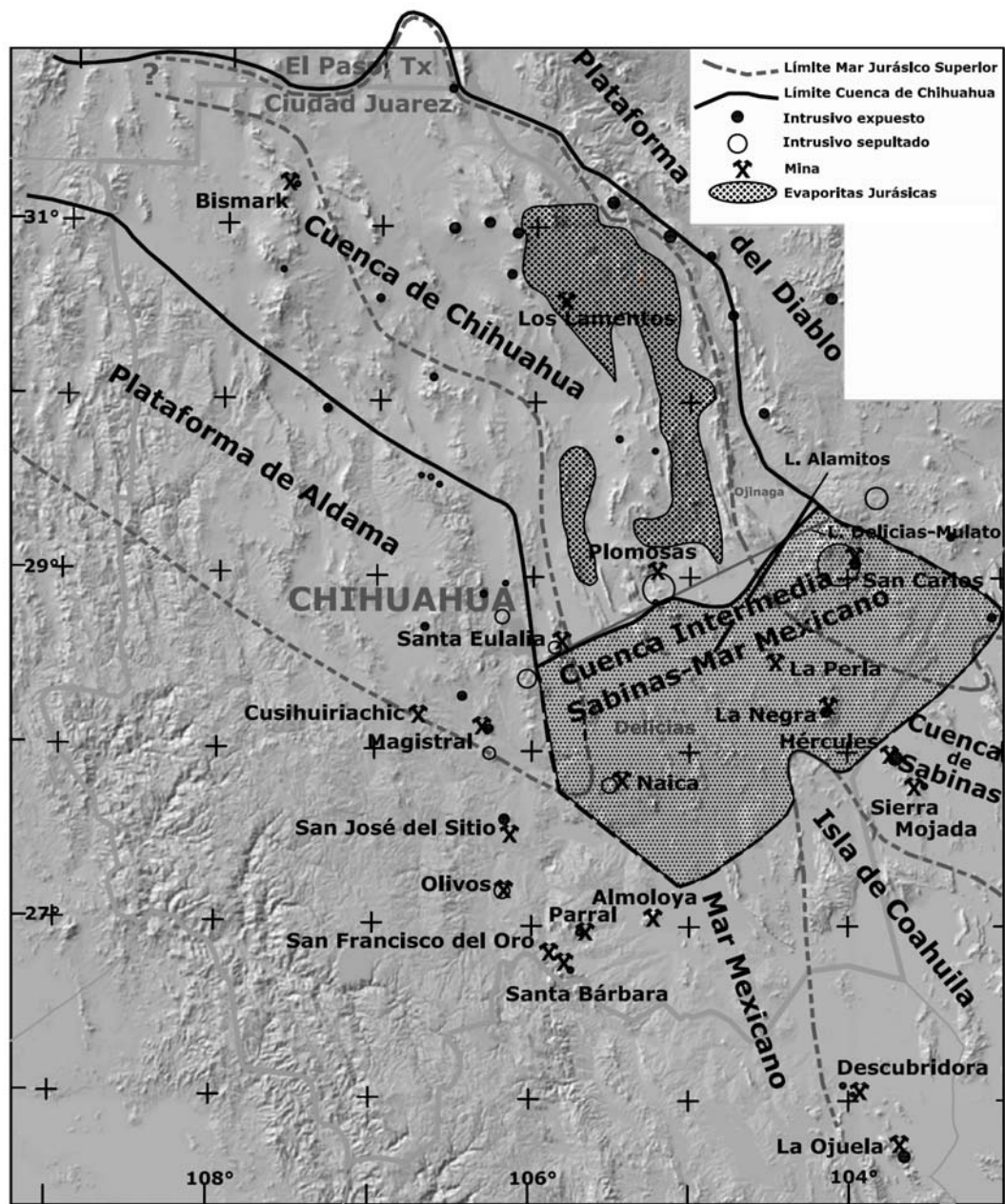


Figura 5. 5.- Distribución de las cuencas sedimentarias al norte y sur del Lineamiento Delicias-Mulato, de los intrusivos que afloran y la ubicación de los yacimientos minerales metálicos principales. De acuerdo con Haengg (2002), la depositación de evaporitas Jurásicas en la Cuenca de Chihuahua se desarrolló en dos ramales orientados norte-sur tanto al occidente, como al oriente de la cuenca. Cuenca Intermedia de Sabinas-Mar Mexicano erigida sobre la superficie de la Faja Orogénica Ouachita-Marathon-Sonora.

Al sur del lineamiento, dentro de la faja que comprende a la Cuenca Intermedia Sabinas - Mar Mexicano, las rocas de la base sobre las que se depositó la secuencia suprayacente, pertenecen a la Formación Plomosas que aflora en el núcleo del Domo San

Carlos (Figs. 4.18, 4.19, 4.20, 4.21 y 4.22) y las rocas detectadas en el Pozo Toronto-1 (Figs. 4.4 y 5.1; Apéndice B), que se consideran pertenecen a los terrígenos de margen continental equivalentes a esta Formación Plomosas del Paleozoico.

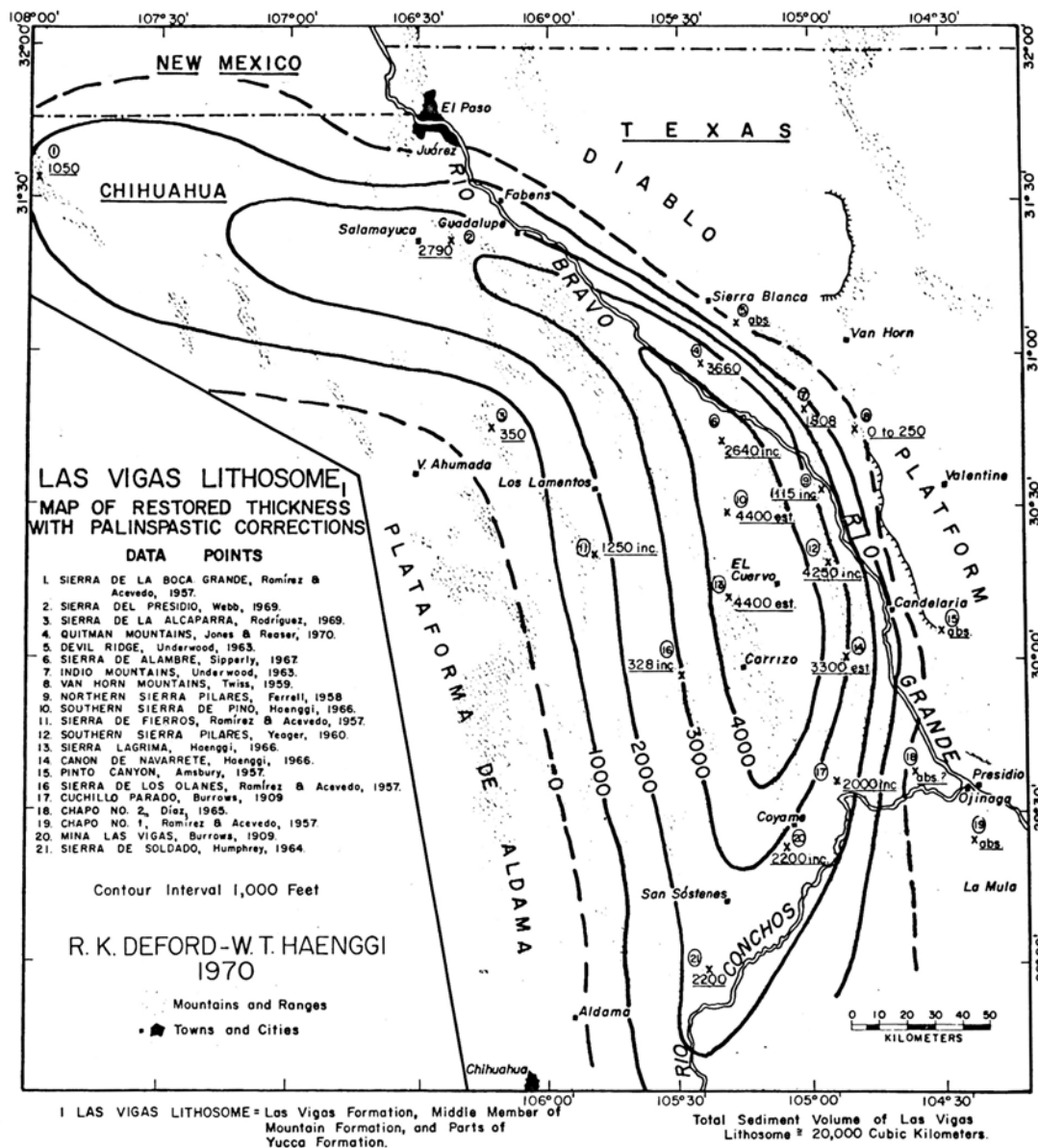


Figura 5. 6.- Mapa de isopacas que muestra el espesor de la Formación Las Vigas al norte del Lineamiento Delicias-Mulato (Tomado de la Fig. 5 de DeFord and Haenggi, 1970).

Sobre esta superficie al sur del lineamiento, se reconocen afloramientos de edad Cretácica con las formaciones Navarrete, Las Vigas, La Virgen, Cupido, La Peña, Coyame, Glen Rose, Walnut, Edwards, Kiamichi, Georgetown, Del Río, Buda, Ojinaga Inferior (Eagle Ford), Ojinaga Superior (Austin), San Carlos y El Picacho. En su conjunto, el espesor máximo de la secuencia alcanza los 2878 m (Tabla 3)

En busca de las diferencias que distinguen a la secuencia estratigráfica en ambos lados del lineamiento, lo más relevante que se detectó fue:

- a) Cuencas sedimentarias distintas en las que se depositaron las unidades lito-estratigráficas, quedando circunscrita la Cuenca de Chihuahua para la secuencia al norte del lineamiento, mientras que la Cuenca Intermedia Sabinas - Mar Mexicano para la secuencia al sur.
- b) Espesores más gruesos al norte del lineamiento, lo cual se interpreta que pudiera deberse a la depositación sobre corteza continental cratónica rígida en proceso de distensión continental (mecanismo de pull-apart ó de rift), y gran subsidencia. Por comparación, se observa un peso y volumen de los sedimentos Mesozoicos al norte del lineamiento, mayor al doble que los del sur. Los depósitos sedimentarios meridionales se emplazaron en el Estado de Chihuahua, encima de los relictos adelgazados por erosión de la Faja Orogénica Ouachita-Marathon-Sonora, también en proceso de distensión. El menor espesor de la secuencia se interpreta fue propiciado por la naturaleza arcillosa de las rocas de la base correspondiente a esta zona de sutura (Formación Plomosas).

Tabla 3.- Comparación de espesores de las formaciones sedimentarias al norte y sur del Lineamiento Delicias-Mulato

ERA	SISTEMA	ETAPA	FORMACIÓN		FACIES	LINEAMIENTO		
						ESPESORES SEPTENTRIONALES (metros)		ESPESORES MERIDIONALES (metros)
MESOZOICO	CRETÁCICO	SENONIANO	EL PICACHO		CONTINENTAL COSTERA	81 (1) – 300 (2)		175 (3)
			SAN CARLOS		DELTAICA-MARINA	130 (4) – 240 (5)		215 (4)
		TURONIANO	OJINAGA		MARINA	742 (5) – 1400 (4)		365 (3)
		CENOMANIANO	BUDA		MARINA	20 – 120 (5)		160 (12)
			DEL RÍO		MARINA	5 – 21 (5)		18 (12)
		ALBIANO	GEORGETOWN		MARINA	241 – 600 (5)		305 (12)
			KIAMICHI		MARINA	55 – 296 (5)		85 (12)
			EDWARDS		MARINA	200 – 300 (2)		370 (12)
			LAGRIMA / WALNUT		MARINA	150 – 1100 (1)		115 (3)
			GLEN ROSE		MARINA	400 – 900 (2)		390 (3)
			COYAME		MARINA	100 (13) – 200 (10)		180 (3)
		APTIANO	LA PEÑA		MARINA	105 – 574 (5)		50 (11)
			CUPIDO		MARINA	19 (5) – 250 (10)		
			LA VIRGEN		MARINA	616 (15) – 350 (10)		250 (11)
			LAS VIGAS		MARINA	805 (14) – 1341 (6)		150 (11)
		NEOCOMIANO	NAVARRETE		DELTAICA-MARINA	132 (1) – 213 (16)		50 (11)
JURÁSICO	SUPERIOR	LA CASITA	HELL-TO-FINISH	MARINA	160 – 1710 (5)	396 (7)	-	
TRIÁSICO	CONGLOMERADO ROJO			CONTINENTAL	10 – 400 (5)		-	
PALEOZOICO	PÉRMICO	WOLFCAMPIANO	PLOMOSAS RARA	CONCHA; SCHERRER; EPITAPH; COLINA; EARP	MARINA	334 (5) – 3150 (8)	660 (5) 11 (5) 20 (9) 160 (9) 116 (9)	-
	PENSILVÁNICO		EL PASTOR	HORQUILLA	MARINA	280 (8)	960 (9)	-
	MISISÍPICO		MONILLAS	PARADISE ESCABROSA	MARINA	36 (8)	116 (9) 384 (9)	-
	DEVÓNICO		SOLÍS		MARINA	259 (8)		-
	SILÚRICO							
	ORDOVÍCICO		SÓSTENES (EL PASO)		MARINA	461 (8)		-
	CÁMBRICO		FALOMIR (BLISS)		MARINA	205 (8)		-
		PROTEROZOICO		ANFIBOLITAS; TRODHJEMITAS; GRANITOS		META MÓRFICA	¿?	
PRE-CÁMBRICO								

(1) DeFord and Haenggi, 1970; (2) Mena-Escobar, 1994; (3) Apéndice G.; (4) Wolleben, 1966; (5) Escamilla-H, et al., 1991; (6) Ramírez y Acevedo, 1957; (7) Pozo Espía-1; (8) Dyer y Reyes, 1987; (9) Sivils, 1987; (10) Hernández y Franco, 2004; (11) De la O-Burrola, et al., 2003; (12) Franco-Rubio, 1978; (13) García-Esparza, 1987; (14) Harkey, 1985; (15) Holguín y Cantú, 1979; (16) Monreal y Longoria, 1999.

Las diferencias en peso y volumen entre ambos bloques separados por el lineamiento, debieron manifestarse isostáticamente desde el principio de la creación de este lineamiento, entre la zona de sutura y la placa continental de Laurencia, continuando probablemente hasta hoy.

La Faja Orogénica Ouachita-Marathon-Sonora representa esta zona de sutura constituida por los sedimentos de margen continental depositados en la cuenca oceánica existente entre Laurencia y Gondwana (Océano Rheic), los cuales fueron plegados, contorsionados, fallados, etc., al converger ambas placas continentales a fines del Paleozoico. La superficie de contacto entre la zona de sutura Ouachita-Marathon-Sonora y Laurencia es considerada en la tesis como el Lineamiento Delicias-Mulato, que aunque se representa como línea recta, contiene desviaciones como la sugerida por el Pozo Apache-1 que extiende al Cratón Laurencia al sur (Figs. 5.1 y 5.5).

6. ANÁLISIS GEOTECTÓNICO DE LAS REGIONES INVOLUCRADAS EN LA DEFINICIÓN DEL LINEAMIENTO DELICIAS - MULATO

El análisis geotectónico de las áreas estudiadas durante la investigación relacionada con la definición del Lineamiento Delicias-Mulato, permitió diferenciar a las regiones al norte y al sur del lineamiento, principalmente por sus características estructurales.

6. 1. Modelo de Deformación Tangencial

Al norte de este lineamiento, se observa a las formaciones Cretácicas conformando una serie de pliegues anticlinales y sinclinales orientados NNW-SSE y cuyos máximos exponentes presentan un radio de curvatura en sección transversal del orden de kilómetros (Figs. 6.2, 6.4 y 6.5).

En la porción meridional, aflora una serie de formaciones calcáreas de edad cretácica que dan cuerpo a las sierras San Diego, El Carrizo Viejo, Tortuguillas, Camargo, El Jabalí y Las Pampas, dentro de una estrecha franja que corre entre las regiones de Ciudad Delicias y Ciudad Jiménez en el estado de Chihuahua. En esas sierras se observan pliegues anticlinales y sinclinales cuyo radio de curvatura en sección transversal es mucho menor que los radios adscritos a los pliegues al norte del lineamiento. La Figura 6.1 muestra la sección construida en la Sierra de Camargo (Franco-Rubio, 1978), cuyos estratos conforman los pliegues de mayor amplitud al sur del lineamiento.

Con excepción de esos afloramientos, el resto de las rocas mesozoicas presentan una deformación, en parte atribuible a empuje vertical, como es el caso de la sierras Naica, Chorreras-Carrizalillo, Manuel Benavides, Magistral, Roque-La Amargosa, etc. (Figs. 4.4, 4.11, 4.18, 4.19, 4.20, 4.21, 4.22, 4.23, 4.24, 4.25, 6.9 y 6.10). Aunado a lo anterior, es notoria la disposición que guardan, tanto las rocas sedimentarias calcáreas Cretácicas, como

las rocas volcánicas Paleógenas separados por el Lineamiento Delicias-Mulato, que se puede apreciar a lo largo de la distancia que separa las regiones de Delicias y de El Mulato. Al sur de este lineamiento, las unidades volcánicas cubren en su mayor parte a la secuencia sedimentaria Cretácica, impidiendo observar la estructura geológica que la conforma y solo asequible en unos cuantos afloramientos.

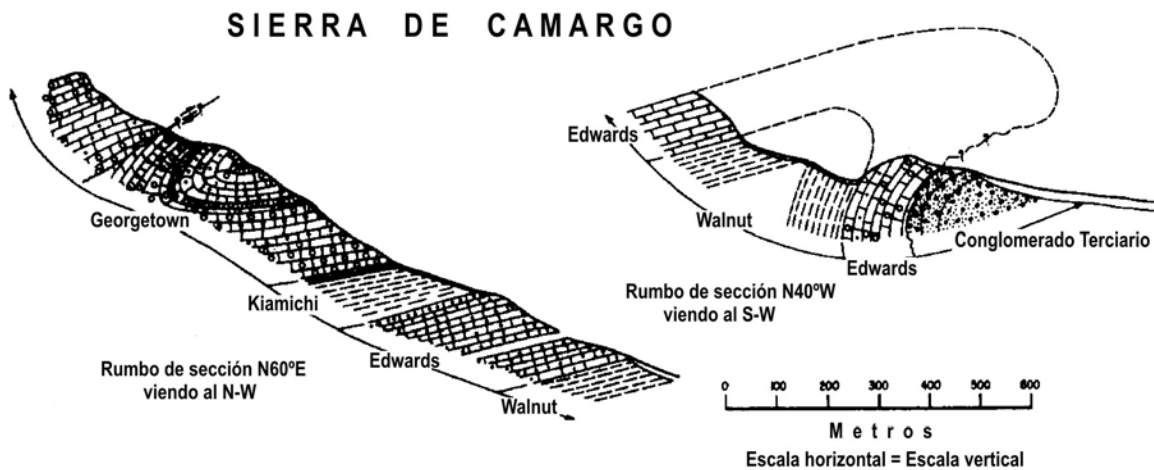


Figura 6. 1.- Sección estructural en la Sierra de Camargo, Chihuahua, mostrando pliegues recostados con vergencia al N65°E (Tomado de Franco-Rubio, 1978).

En términos generales, para ambos lados del lineamiento, las diferencias básicas que definen a cada porción de corteza son determinantes en la caracterización del mismo. Estratigráficamente, las diferencias se dan esencialmente en la secuencia pre-neocomiana. Estructuralmente, se observa un comportamiento también diferente en ambos lados del lineamiento. La región ha estado sujeta a varios episodios de tectonismo (Mosher, 1998; Dyer et al., 1986), los cuales han afectado a la secuencia litoestratigráfica contemporánea al tectonismo. De esta manera, es posible considerar la actividad orogénica Grenville del Precámbrico, la deformación Ouachita-Marathon-Sonora desarrollada por la convergencia entre los cuerpos continentales, Gondwana y Laurentia al final del Paleozoico. Enseguida,

se infiere un tectonismo de distensión (Pull_Apart ó Rift), para explicar la depositación de la secuencia post-Jurásico Medio. Luego, el estilo de deformación Hidalgoana o Laramide (empuje tangencial), ocasionada por la subducción de la Placa Oceánica Farallón, bajo la corteza continental Norteamericana. Consecuencia de la subducción de corteza oceánica bajo corteza continental, se presenta la deformación de empuje vertical provocada por el emplazamiento de cámaras magmáticas a profundidad, causa principal del vulcanismo, que para el Paleógeno de Norteamérica produjo la secuencia piroclástica y derrames, cuya extensión en Sierra Madre Occidental se considera la mayor en el mundo (McDowell, et al., 1999). Mas recientemente y todavía activa se tiene una nueva tectónica de transformación, distensión y basculamiento de bloques, cuya actividad se ha manifestado desde la migración al norte y al sur de los puntos triples (Mendocino y Rivera), derivados de la convergencia de la Dorsal del Pacífico del Este a la zona de subducción. Entre estos dos puntos triples quedan desactivados los esfuerzos de compresión hacia la Placa de Norte América, apareciendo las manifestaciones de la tectónica de distensión con fallamiento normal, probablemente desde hace 30 Ma (Atwater, 1970). Entre 12.5 y 10 Ma (Dickinson y Snyder, 1979), inicia el desarrollo del sistema de fallas de transformación adscritos a la Dorsal del Golfo de California y la separación de la Península de Baja California.

6. 2. Rasgos estructurales septentrionales al lineamiento

Los afloramientos de anfibolitas y granitos precámbricos en la base de la Sierra de Carrizalillo evidencian una deformación considerada como la de mayor antigüedad para el Estado de Chihuahua (Blount, 1993).

La secuencia paleozoica de Placer de Guadalupe-Carrizalillo, conformada por las formaciones Falomir, Sóstenes, Solís, Monillas, Pastor y Plomosas, presenta discordancias

de erosión y tectónicas en sus contactos con la unidad subyacente. La deformación que se observa en la secuencia de margen continental (Formación Plomosas) es tangencial, lo que dio origen a una estructura de tipo mélangé que embebe bloques tectónicos del basamento Precámbrico y Paleozoico, típica de las suturas continentales, desarrollada durante el Paleozoico Tardío.

6. 2. 1. Anticlinales y Sinclinales

Es al norte del lineamiento donde los pliegues anticlinales y sinclinales involucran los espesores más gruesos de la secuencia sedimentaria depositada en el centro-oriente de Chihuahua. En la región de Cuchillo Parado, por lo menos 5,000 metros dan forma al pliegue anticlinal de mayor amplitud a lo largo del lineamiento. De manera visible, está compuesto por las formaciones La Casita, Navarrete, Las Vigas, Cuchillo, Aurora y Ojinaga (Fig. 6.2, Tabla 1). Los pozos de Petróleos Mexicanos, Cuchillo-1 y Cuchillo-2 (Fig. 4.4, Apéndice B), cortaron sedimentos evaporíticos de edad Jurásica que se interpretan como promotores de una superficie de despegue (detachment) sobre la que deslizaron las formaciones suprayacentes.

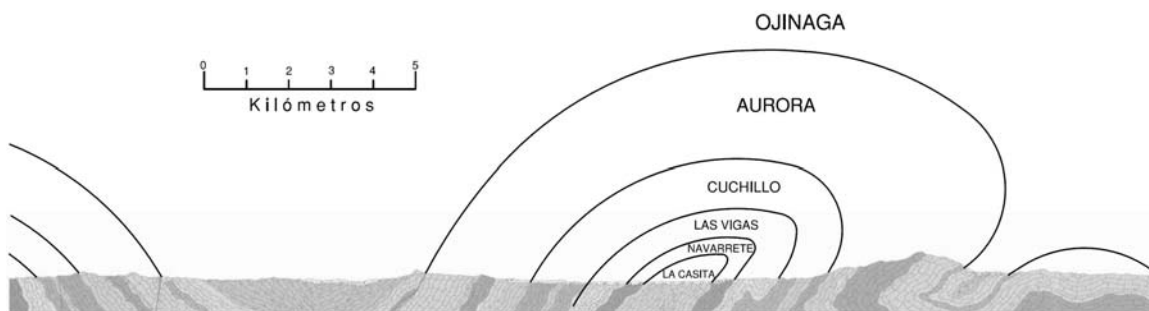


Figura 6. 2.- Sección transversal orientada al N70°E, viendo al NW, que muestra la deformación tangencial de la secuencia Jurásico-Cretácica en la región de San Pedro y Cuchillo Parado, del Municipio de Coyame, Chihuahua. Geología según S.G.M. (2005).

6. 2. 2. Pliegues con plano axial vertical

Como se observa en la imagen de satélite de la Fig. 6.3, la Sierra del Morrión en su prolongación meridional se convierte en la Sierra La Gloria a través de una curvatura (bend) con aparente desplazamiento lateral derecho y que termina abruptamente en la traza sugerida para el Lineamiento Delicias-Mulato. De manera similar, la prolongación sur de la Sierra de San Pedro conocida como Sierra de Chilicote también se observa flexionada, pero a diferencia de la Sierra La Gloria, su desplazamiento aparente se observa lateral sinistral (Fig. 6.3).

Ambas estructuras de Sierra La Gloria y de Chilicote pudieron haberse originado por el levantamiento de la Sierra de Carrizalillo (Figs. 4.4, 4.11, 4.12 y 6.3), estructura dómica elevada por el empuje de un intrusivo sepultado a profundidad, como los pliegues de fondo descritos por De Cserna (1956). Otra hipótesis sugerida, especula sobre el empuje tangencial de la Revolución Hidalgoana (Laramide) sobre la corteza superior de esta región al norte del lineamiento, como causante de estos pliegues con plano axial vertical.

6. 2. 2. 1. Sierra La Gloria

A Sierra La Gloria se accede a través del camino de terracería que comunica a la carretera pavimentada Chihuahua-Ojinaga (Kilómetro 55 +100 m) con el poblado de Chorreras. El Río Conchos separa a esta sierra de la Sierra El Morrión hacia el noroeste. Al sur está separada de la Sierra de Roque por una zona de fallas normales cuya dirección es paralela a la traza del lineamiento. Estratigráficamente está compuesta por las formaciones Edwards, Kiamichi y Georgetown. Estructuralmente en sección transversal, conforma un pliegue anticlinal recostado con vergencia al NE, cuyo plano axial presenta una orientación media de N70°W.

En planta describe, a partir de la prolongación meridional de la Sierra El Morrión, una curvatura con desplazamiento lateral dextral que termina abruptamente en la zona del Lineamiento Delicias-Mulato. La Formación Georgetown del Albiano Superior entra en contacto con las formaciones Ojinaga Superior (Coniaciano-Santoniano) y San Carlos (Campaniano) a través de este sistema de fallas aparentemente normales, coincidentemente paralelas a la traza y ubicadas en la misma zona del lineamiento.

6. 2. 2. 2. Sierra Chilicote

Esta sierra sobresale de los llanos aluviales de Estación Chilicote. La carretera pavimentada Chihuahua-Ojinaga vía corta de reciente construcción, pasa por esta estructura en su terminación meridional al igual que la traza del lineamiento. Estratigráficamente esta compuesta por la Formación Georgetown que emerge como península rodeada de sedimentos aluviales recientes. Estructuralmente en sección transversal constituye el flanco oriental de un pliegue anticlinal. En planta, la curvatura con desplazamiento lateral sinistral se sumerge en los llanos aluviales de Chilicote.

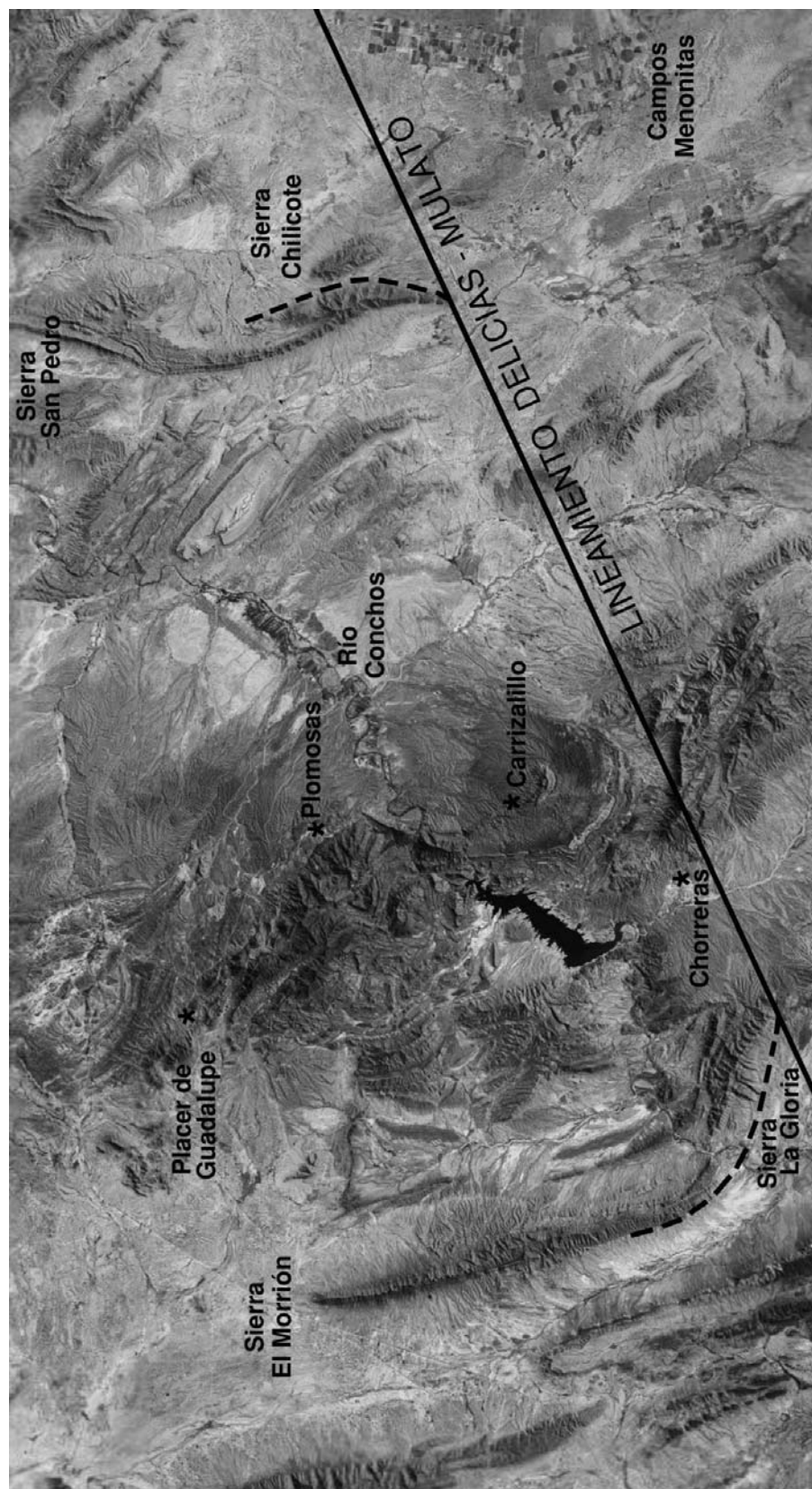


Figura 6. 3.- Imagen satelital del segmento central del Lineamiento Delicias-Mulato, con las terminaciones meridionales de Sierra La Gloria y Sierra de Chiclicote. Imagen tomada de Google_Earth, 2006.

6. 3. Rasgos estructurales meridionales al lineamiento

A diferencia de la estructura geológica que se manifiesta en el sector septentrional al lineamiento, en este sector meridional los pliegues de empuje tangencial se presentan con radios de curvatura menores a los que se observan en los pliegues del sector septentrional al lineamiento (Fig. 6.1), y son abundantes las estructuras de cabalgamiento que se manifiestan principalmente en las sierras de Savonarola, del Pajarito, de Camargo y de Chorreras (Figs. 4.26, 4.27, 6.1 y 6.8).

Las estructuras de empuje vertical se infieren principalmente como domos derivados del emplazamiento de cuerpos intrusivos relativamente someros. Es notorio el alineamiento NW de estos domos en ambos sectores del lineamiento y su agrupamiento en tres segmentos al oriente, centro y occidente (Fig. 5.5).

La tectónica de distensión que afecta a toda la parte suroccidental de la Placa Norteamericana, se presenta de igual forma en ambos sectores al norte y sur del lineamiento. Ello propicia el basculamiento de grandes bloques de corteza, a lo largo de fallas normales orientadas NW-SE, como el que se muestra en la Figura 4.6, donde fallas de este tipo delimitan el bloque basculado de Sierra de Nombre de Dios - Valle del Mimbres.

Como se detalló anteriormente, los grandes espesores de rocas sedimentarias expuestos en las sierras al norte del lineamiento en comparación con los que se exhiben al sur, sugieren una mayor subsidencia de la Cuenca de Chihuahua (Fig. 5.5), ocasionada por algún mecanismo tectónico de subsidencia y extensión (Pull-apart o Rift). Es en estos cuerpos de rocas sedimentarias con un gran espesor, donde se desarrollan grandes pliegues anticlinales y sinclinales cuyo radio de curvatura es del orden de kilómetros, a diferencia de los pliegues con radio de curvatura menor que se exhiben al sur del lineamiento (Figs. 6.1, 6.2, 6.3, 6.4 y 6.5).

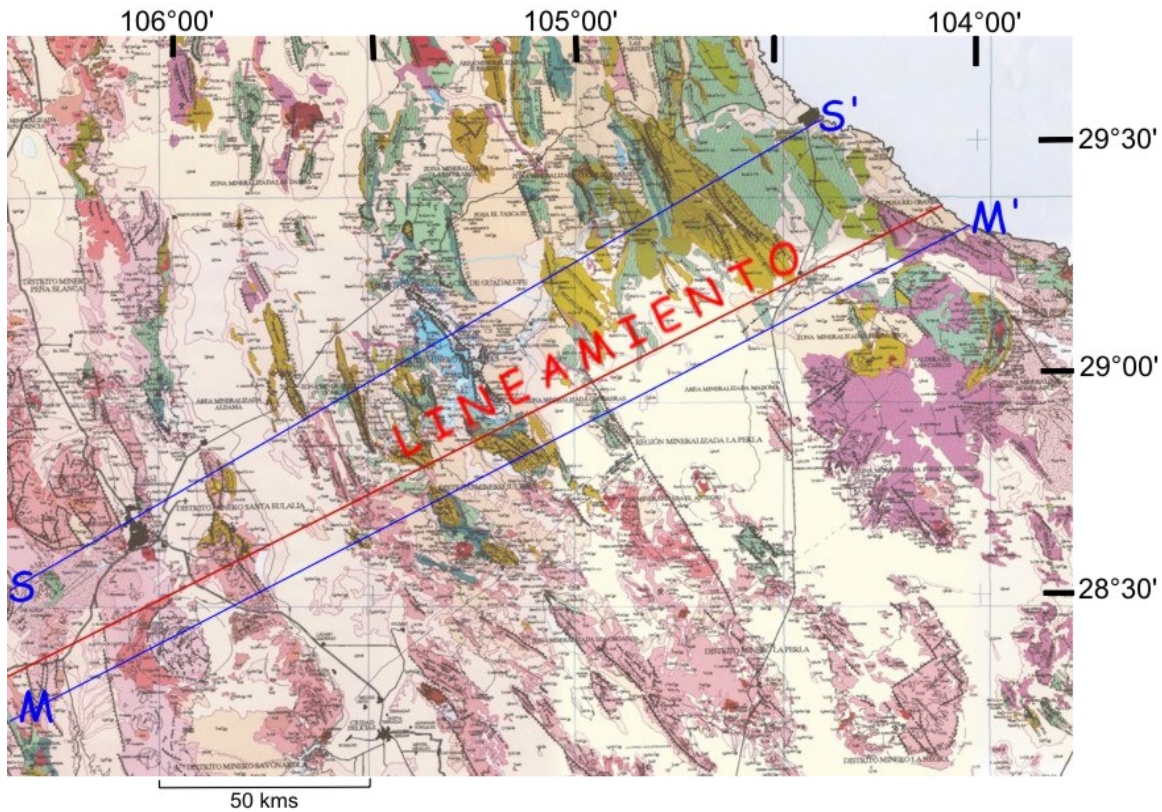


Figura 6. 4.- Mapa geológico de la región del Lineamiento Delicias-Mulato, mostrando las líneas de sección estructural (Geología según CoReMi, 2004).

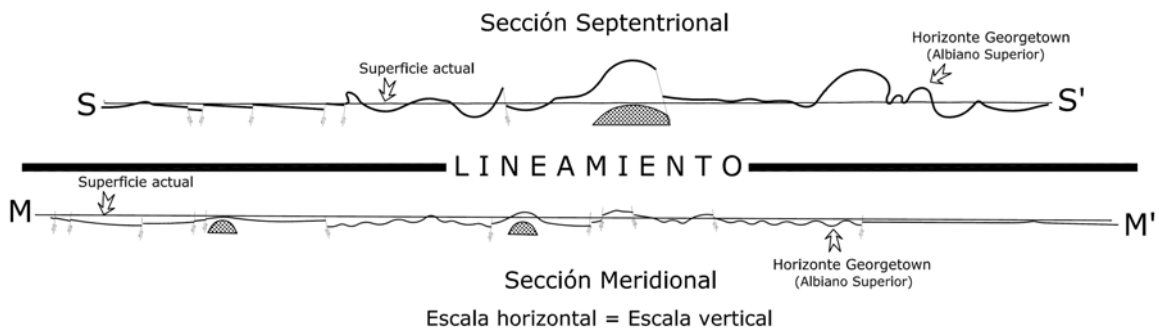


Figura 6. 5.- Secciones septentrional y meridional al Lineamiento Delicias-Mulato, mostrando el comportamiento estructural de la secuencia cretácica marina sobre el horizonte que conforma la Formación Georgetown del Albiano Superior del oriente del Estado de Chihuahua y occidente de Texas.

Una de las razones por la cual se desarrollan pliegues con mayor amplitud al norte del lineamiento pudiera deberse a la depositación de espesores importantes de evaporitas (Fig. 5.5), en la base de la secuencia Jurásica denominada Formación La Casita (Haenggi,

2002), propiciando una superficie de despegue que involucra en el plegamiento espesores mayores a los 5 000 m (Fig. 6.2).

Al sur del lineamiento es diferente, donde se observa una superficie de despegue a nivel de las evaporitas de la Formación La Virgen del Aptiano. Probablemente, la corteza de esta zona del sur no contenga horizontes adicionales de carácter evaporítico en niveles inferiores, como se desprende de los afloramientos existentes y del Pozo Toronto-1 (Tabla del Apéndice B). El empuje de la deformación Hidalgoana (Laramide) sobre el bloque alóctono de esta corteza con un espesor que no alcanza los 3000 m (Tabla 3), produjo en esta región pliegues mas pequeños y frecuentes estructuras de cabalgamiento.

El nivel de despegue se ha detectado en los sitios donde aflora el contacto entre las formaciones del Neocomiano, como en las sierras de Chorreras y Roque-Amargosa (Figs. 6.6, 6.7, 6.8, 6.9 y 6.10). Adicionalmente en la Sierra de Olivos, aunque fuera de la Cuenca Intermedia Sabinas – Mar Mexicano, se observó una superficie de despegue en el límite Jurásico – Cretácico (Fig. 6.11).

Un décollement (superficie de despegue, detachment en inglés) se define como una estructura de despegue de estratos por deformación. Ésto da por resultado el desarrollo de estilos de deformación independientes de las rocas arriba y debajo de la superficie de despegue (Bates and Jackson, 1980).

6. 3. 1. Superficie de despegue Chorreras

Sobre el frente norte de la Sierra de Chorreras, entre los puntos Los Cóconos y El Mezquite (Figs. 6.6, 6.7 y 6.8), sobresale un escarpe de aproximadamente 600 m de altura cuyos 200 m superiores componen a la Formación Glen Rose (Benigno).



Figura 6. 6.- Sierra de Chorreras en su frente norte que forma un escarpe de 600 m de altura. Vista en planta con el norte hacia arriba. El recuadro cubre la geología de la Fig. 6.8. Imagen obtenida de Google-Earth, TerraMetrics, 2006.

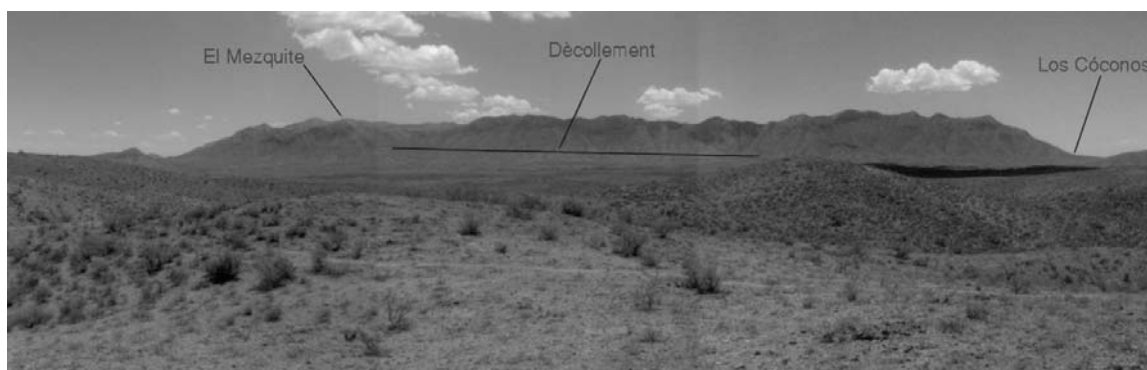


Figura 6. 7.- Sierra de Chorreras al fondo vista en dirección sur desde el camino Chorreras-Falomir, próximo a la Sierra de Carrizalillo. En primer plano se observan lomeríos en estratos casi verticales tipo flysch de la Formación Plomosas.

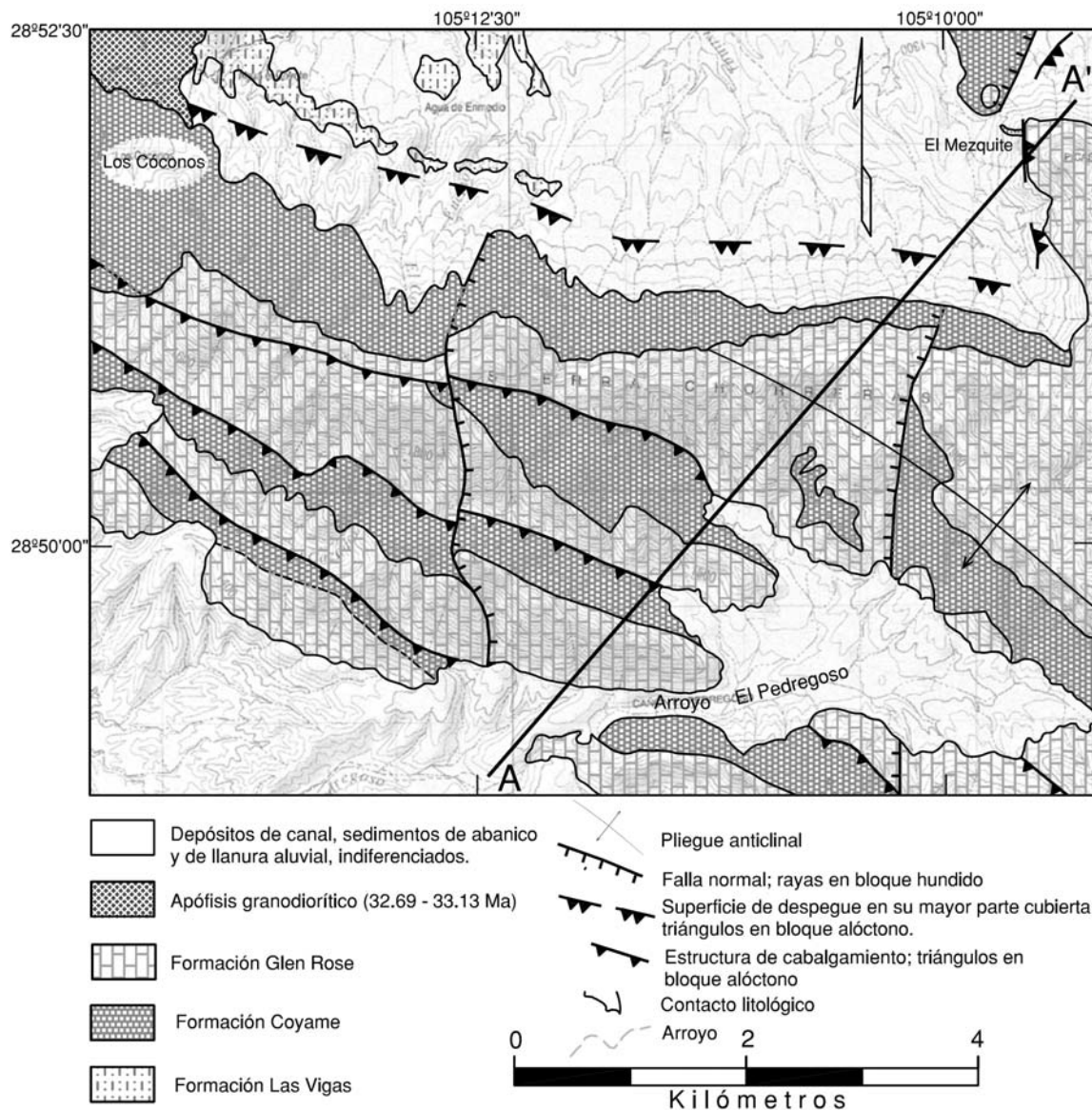


Figura 6. 8.- Geología de la Sierra de Chorreras, donde se muestra la traza de la superficie de despegue. Modificado de CoReMi, 2003

El contacto entre la Formación Las Vigas (lechos rojos) y las calizas suprayacentes es considerado como una superficie de despegue. Este contacto aflora en la localidad de El Mezquite, entre la Formación Benigno y la Formación Las Vigas. Por abrasión tectónica desaparecieron en este sitio las formaciones La Virgen, Cupido, La Peña y Coyame.

6. 3. 2. Superficie de despegue Roque-Amargosa

A diferencia de Chorreras, el decollement en la Sierra de Roque-La Amargosa muestra una menor abrasión tectónica manifestada en los afloramientos con brechas. El desarrollo de esta superficie se observa paralelo al plano de contacto entre las formaciones Las Vigas y La Virgen.

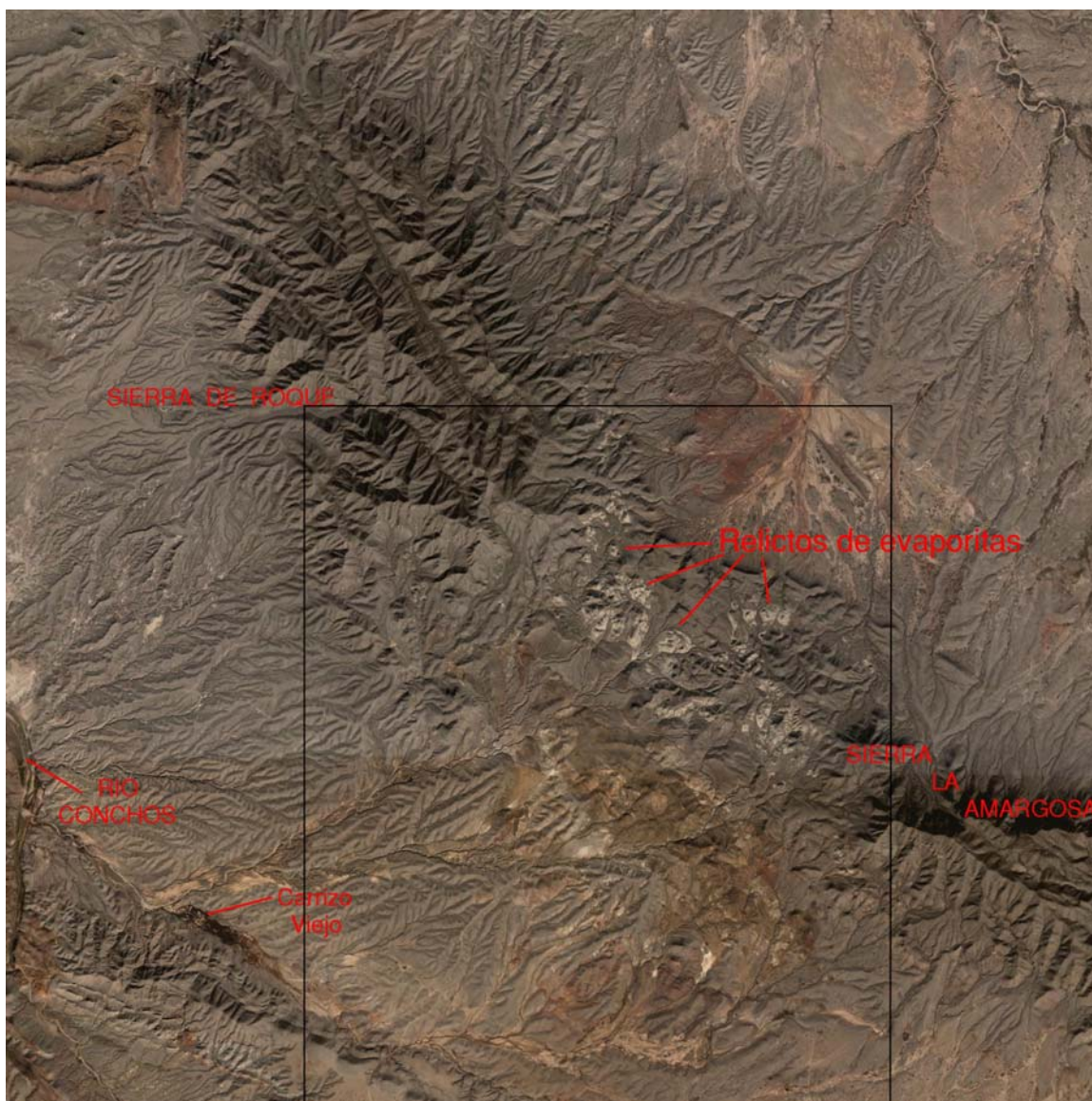


Figura 6. 9.- Sierra de Roque-La Amargosa con afloramientos del contacto Las Vigas – La Virgen, al sur del lineamiento, mostrando el recuadro de la geología de la Figura 6.10. Imagen tomada de Google_Earth, DigitalGlobe, 2006

También son notorios los afloramientos de evaporitas fuertemente dislocados que se muestran como relictos de abrasión (Figs. 6.9 y 6.10).

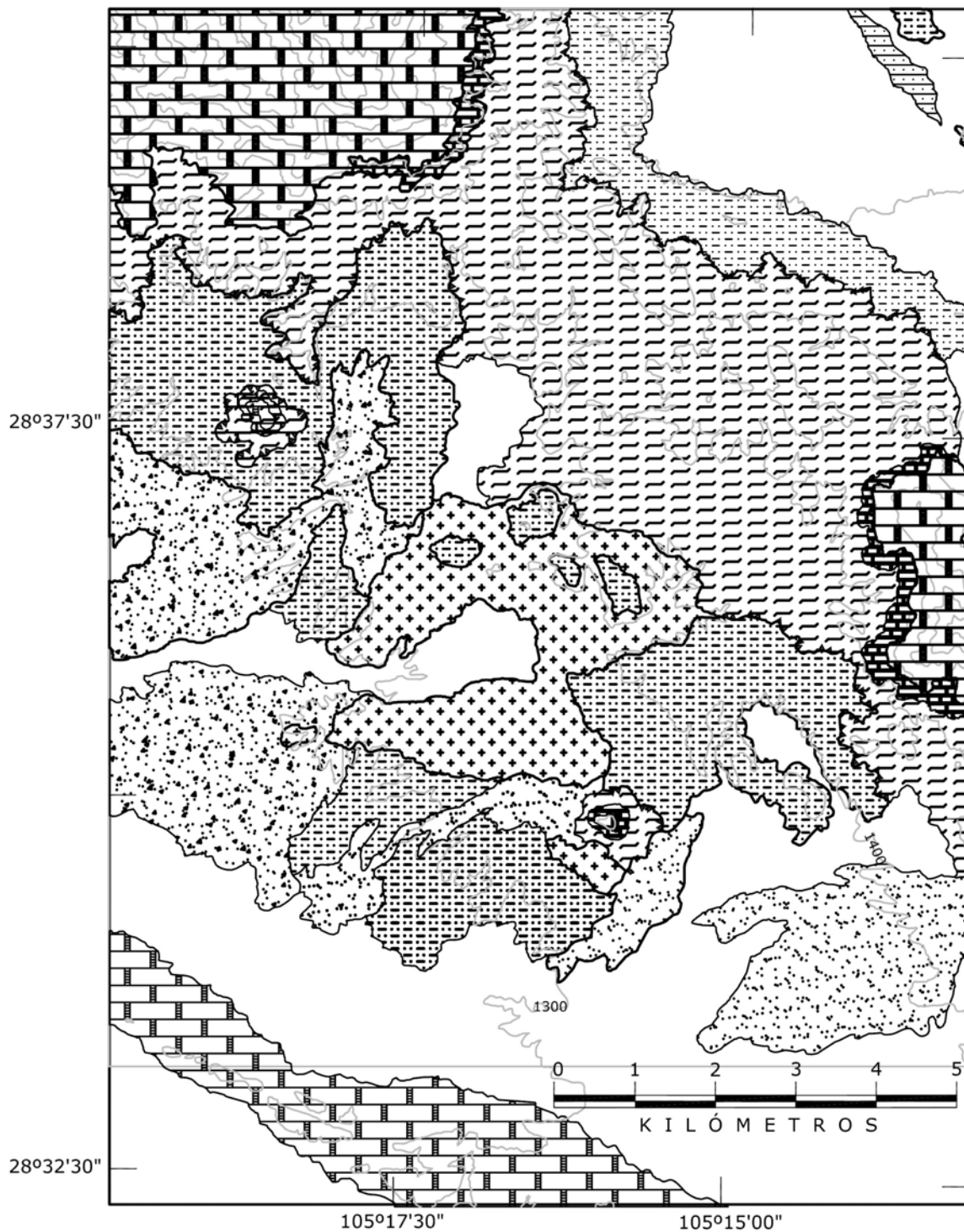


Figura 6. 10.- Geología de la Sierra de Roque-Amargosa, mostrando el contacto de la superficie de despegue entre las formaciones Las Vigas y La Virgen (Modificado de, Padilla-Palma, 1990; Coremi, 2000b, 2003).

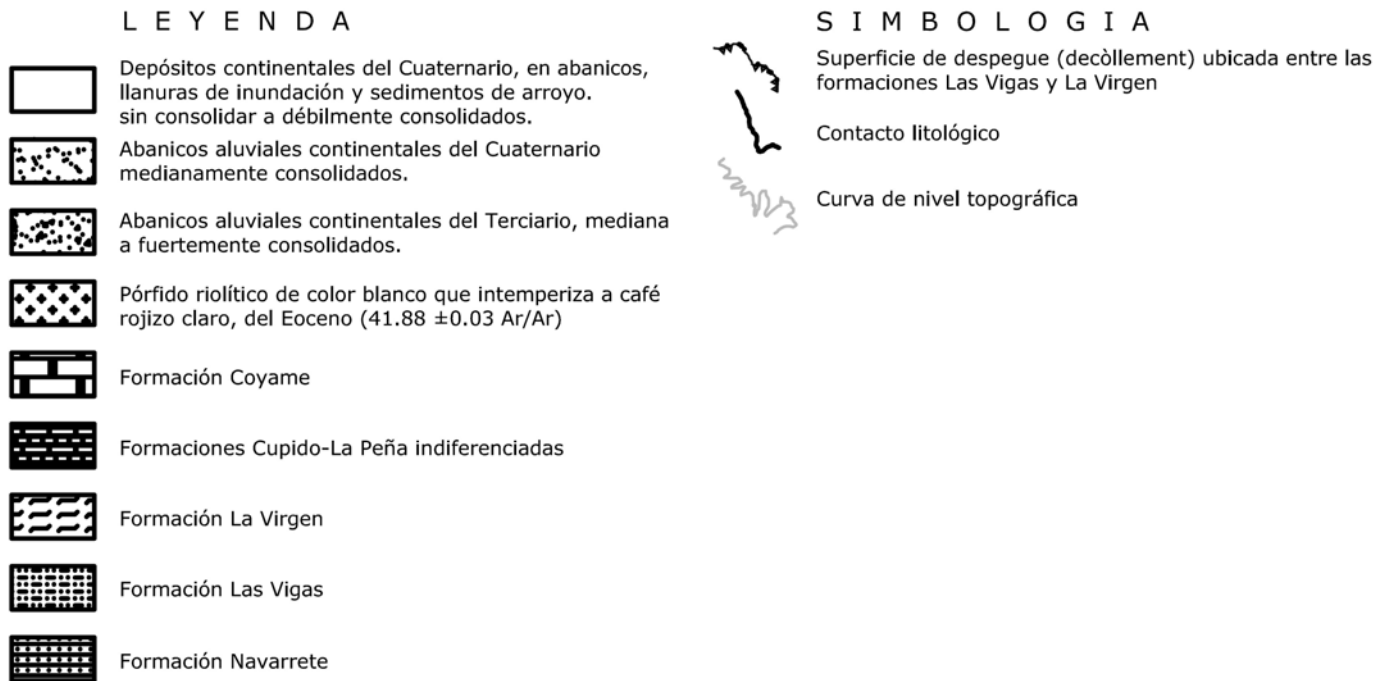


Figura 6. 10.- Continuación

6. 3. 3. Superficie de despegue Olivos

Ubicada aproximadamente a 150 km al sur de la traza del lineamiento, la cuenca de depósito en la que se encuentra la superficie de despegue se conoce como Mar Mexicano (Araujo y Arenas, 1986), fuera de la Cuenca Intermedia de Sabinas – Mar Mexicano, informalmente propuesta para esta investigación de tesis (Fig. 5.5).

La estructura de decollement se manifiesta en el contacto entre las formaciones Pelayo del Jurásico Medio y Mezcalera del Cretácico (Figs. 4.15 y 6.11; Franco-Rubio, et al., en prensa).

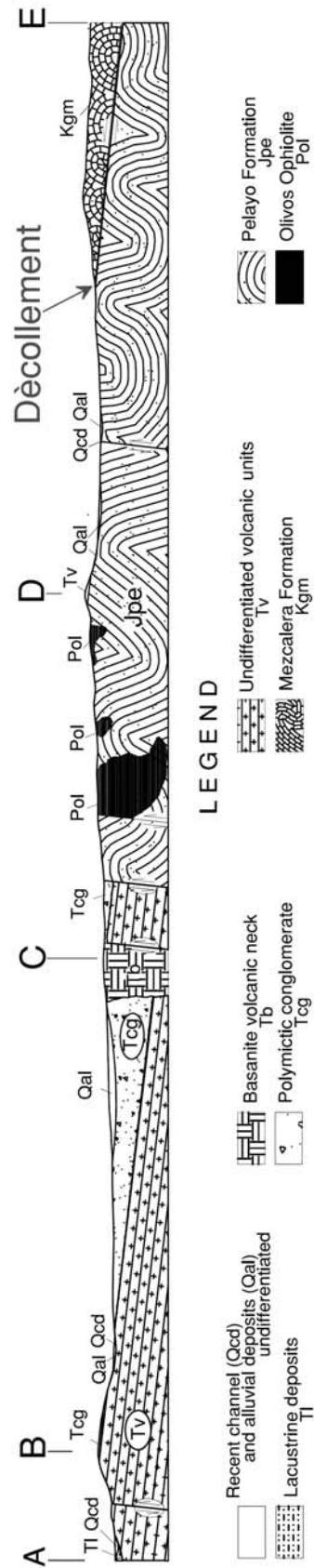


Figura 6. 11.- Sección transversal del mapa de la Fig. 4.16, donde se muestra la línea de decollement que separa las formaciones Pelayo y Mezcalera (Franco-Rubio, et al., A, en prensa).

7. HISTORIA GEOLÓGICA

El registro de los sucesos geológicos más antiguos está representado por los afloramientos de rocas precámbricas de edad Proterozoica (Quintero et al., 1985; Mauger, et al., 1983)), que afloran en las sierras de Carrizalillo y de Aldama, en donde un grupo de anfibolitas y rocas graníticas se adjudican a la parte meridional del cratón Laurencia.

Pertenecientes al mismo cratón, se tienen formaciones paleozoicas que comprenden a todos los períodos Cámbrico, Ordovícico, Silúrico, Devónico, Misisípico, Pensilvánico y Pérmico, que esencialmente están constituidos por carbonatos calcáreos marinos. Estas formaciones afloran tanto en la Sierra de Carrizalillo, como en las sierras de Monillas, Plomosas y Placer de Guadalupe.

En un escenario del Paleozoico Tardío se produce la convergencia entre los continentes Laurencia y Gondwana. El resultado se manifiesta a través de una cadena montañosa denominada Faja Orogénica Ouachita-Marathon-Sonora. Afloramientos de este frente orogénico se observan en las sierras de Aldama, Carrizalillo, Plomosas, Placer de Guadalupe y Manuel Benavides (Housh and McDowell, 2005; Dyer y Reyes, 1987; Franco-Rubio, et al., en prensa), donde están expuestas rocas sedimentarias de edad, estratigrafía, estructura y morfología similares (Figs. 4.4, 4.6, 4.10, 4.11, 4.18 y 4.22). Asimismo, la subducción de la Placa Oceánica Rheic, de la cuenca que existió entre Laurencia y Gondwana, produjo el emplazamiento de arcos magmáticos contiguos a la Faja orogénica Ouachita-Marathon-Sonora, tanto sobre el Cratón de Laurencia, como de Gondwana, a cuyo vulcanismo podemos adscribir los afloramientos de rocas volcánicas de edad Pérmica de la Sierra de Plomosas (De Cserna, et al., 1968; Bartolini, 1999).

Los sedimentos de margen continental representados por la Formación Rara en la Sierra de Aldama, Formación Plomosas en la Sierra Placer de Guadalupe – Plomosas – Carrizalillo y Formación Tesnus en Manuel Benavides y Cuenca de Marathon, dieron cuerpo a la cadena montañosa de sutura generada por la convergencia continental que convirtió la estructura sedimentaria en una mélangé de megabloques tectónicos de composición variada (anfíbolitas, metagranitos, trondhjemites, filitas, pizarras, areniscas, limolitas y calizas).

En la Sierra de Plomosas, esta mélangé en contacto con las calizas de la Formación Pastor exhibe una brecha tectónica que contiene grandes bloques, tanto de calizas de la unidad infrayacente, como de la facies tipo flysch de la Formación Plomosas (Formación Rara). Se presume que esta brecha basal se constituyó durante el empuje de la colisión continental del Paleozoico Tardío. La cima de esta unidad tipo flysch quedó expuesta al intemperismo durante la orogenia, con el desarrollo de sedimentos continentales depositados en las partes topográficamente bajas, aunado al emplazamiento de unidades volcánicas.

Durante la parte temprana del Jurásico Tardío, el desarrollo de una tectónica de extensión que migró de sur a norte (Franco-Rubio, 1999), fue atravesando los relictos de la cadena montañosa derivada de la Orogenia Ouachita-Marathon-Sonora en dos regiones. La región oriental proveniente de la Cuenca de Sabinas y la occidental que conforma la Cuenca del Mar Mexicano. Sobre la Faja Orogénica Ouachita-Marathon-Sonora, el Cratón Laurencia recibió, durante la parte Temprana del Jurásico Tardío, los primeros aportes de aguas marinas por medio de las fallas transcurrentes que debieron cruzar la cadena montañosa hacia un terreno peneplanizado en proceso de distensión continental (mecanismo de pull-apart de la Cuenca de Chihuahua, sensus Haenggi, 2002),

desarrollando dos frentes aproximadamente paralelos. Walter Haenggi representa esta invasión marina, semejante a la que hoy existe en Mar Muerto en el Medio Oriente, por medio de dos horizontes de evaporitas expuestos en la Fig. 4.1 del artículo publicado en Haenggi, 2002, y cuya información (Fig. 5.5) se deriva de afloramientos y pozos perforados por Petróleos Mexicanos, Cuchillo Parado - 1, Cuchillo Parado - 2, Pozo Hueso - 1 (López-Ramos, 1984).

Estos horizontes de evaporitas se depositaron esencialmente en la base de la facies de la Formación La Casita durante el Jurásico Tardío al formalizarse el flujo de aguas marinas a través de la cadena montañosa Ouachita, al mismo tiempo que el aulacógeno de la distensión continental profundizaba el fondo de las cuencas marinas al norte, conectándolas con mar abierto al sur (Fig. 4.13).

Es de hacer notar que al sur del lineamiento en el estado de Chihuahua no se ha reportado la presencia de evaporitas jurásicas o de sedimentos Jurásicos de la Formación La Casita en afloramientos o en pozos profundos de PEMEX. Es decir, tanto la facies de evaporitas, como de la Formación La Casita, de haberse depositado al sur del lineamiento, deben descansar a lo largo de dos fajas estrechas basculadas de la mélangé de la Formación Plomosas (Formación Rara), que se interpretan como la proto-Cuenca Intermedia Sabinas – Mar Mexicano desarrollada en los relictos erosionados de lo que se conoce como frente de sutura y zona interior de la Faja Orogénica Ouachita-Marathon-Sonora (Fig. 5.5).

Mas al sur en el estado de Coahuila, la Formación La Casita se le encuentra en un sinnúmero de afloramientos en las cuencas del Mar Mexicano, dentro de las que se ubica la localidad tipo, así como también las evaporitas jurásicas.

8. PALEOMAGNETISMO

8. 1. Introducción

La zona que comprende el Lineamiento Delicias-Mulato en la porción centro-oriental del Estado de Chihuahua separa dos regiones con una marcada diferencia en la litología expuesta, observándose esencialmente rocas sedimentarias marinas Cretácicas al norte del lineamiento, mientras que al sur afloran predominantemente unidades volcánicas Paleógenas (Figs. 1.3, 1.4 y 4.1).

En el sector norte, la secuencia sedimentaria marina Paleozoico-Mesozoica se emplazó en corteza continental cratónica. En el sector sur del lineamiento, la información asequible a través de afloramientos y de los pozos de PEMEX señala la presencia de corteza acrecionada en el Paleozoico Tardío, que comprende la franja de sutura orogénica Ouachita-Marathon-Sonora (Poole, et al., 2005). Esta franja se extiende hacia el Estado de Chihuahua desde el vecino estado de Texas, prolongándose hasta la Falla de Transformación Chihuahua-Sonora por espacio de casi 300 km de largo y 150 km de ancho (Figs. 5.1, 5.2 y 5.5). Suprayaciendo en discordancia angular se tiene una secuencia de rocas marinas Cretácicas en la base, y en la cima se presentan rocas volcánicas Cenozoicas.

El emplazamiento de intrusivos en su mayoría graníticos afloran indistintamente al norte y al sur del lineamiento con edades Paleógenas que oscilan entre 28 y 59.3 Ma (Tabla 2). Su distribución permite configurar tres fajas orientadas en dirección aproximada N-NW coincidentes con los extremos occidental y oriental, así como la porción central de las cuencas sedimentarias Mesozoicas en el Estado de Chihuahua (Fig. 5.5).

8. 2. Muestreo Paleomagnético

De conformidad con el modelo geológico establecido con anterioridad, que infiere la separación entre dos bloques de corteza continental totalmente diferentes y que se manifiesta a través del Lineamiento Delicias – Mulato, como un objetivo principal se ideó cubrir con el muestreo paleomagnético, a todas aquellas litologías involucradas en los desplazamientos que pudieran haberse producido entre los dos bloques corticales, de naturaleza cratónica al norte, y de sutura orogénica al sur (Figs. 5.1, 5.2 y 5.5). De esta manera, el discernimiento de los movimientos rotacionales y/o latitudinales entre ambos bloques mediante el estudio paleomagnético, aportará los parámetros de comparación entre el sector norte del lineamiento y el sector sur del mismo. Al existir una diferencia entre los movimientos rotacionales y/o latitudinales entre ambas porciones de corteza continental, se podrá constituir un elemento principal en la definición del Lineamiento Delicias-Mulato.

Por tal motivo, se efectuó el muestreo de 43 sitios para observar el registro paleomagnético de la porción centro-oriental del Estado de Chihuahua. Del total de 43 sitios que cubren una extensión superficial con aproximadamente 40,000 km² (Figs. 8.1 A y B, y 8.2), 22 sitios presentan litología ígnea de edades Proterozoica, Pérmica, Jurásica y Paleógena (Paleocénica, Eocénica y Oligocénica), 20 son rocas sedimentarias marinas de edades Pérmica, Neocomiana, Aptiana, y Albiana, y uno mas se muestreó en mineralización de magnetita emplazada metasomáticamente durante el Oligoceno. Cada sitio se ubicó dentro de un solo tipo de roca con los detalles del muestreo paleomagnético especificados en cédulas como las que se muestran en la Figura 8.3 (véase Apéndice C). Las características generales se resumen en la Tabla 4. La ubicación de los 43 sitios se observa en las Figs. 8.1 (A y B) y 8.2, de los cuales 23 sitios se encuentran al norte del lineamiento, mientras que los 20 restantes se ubican al sur.

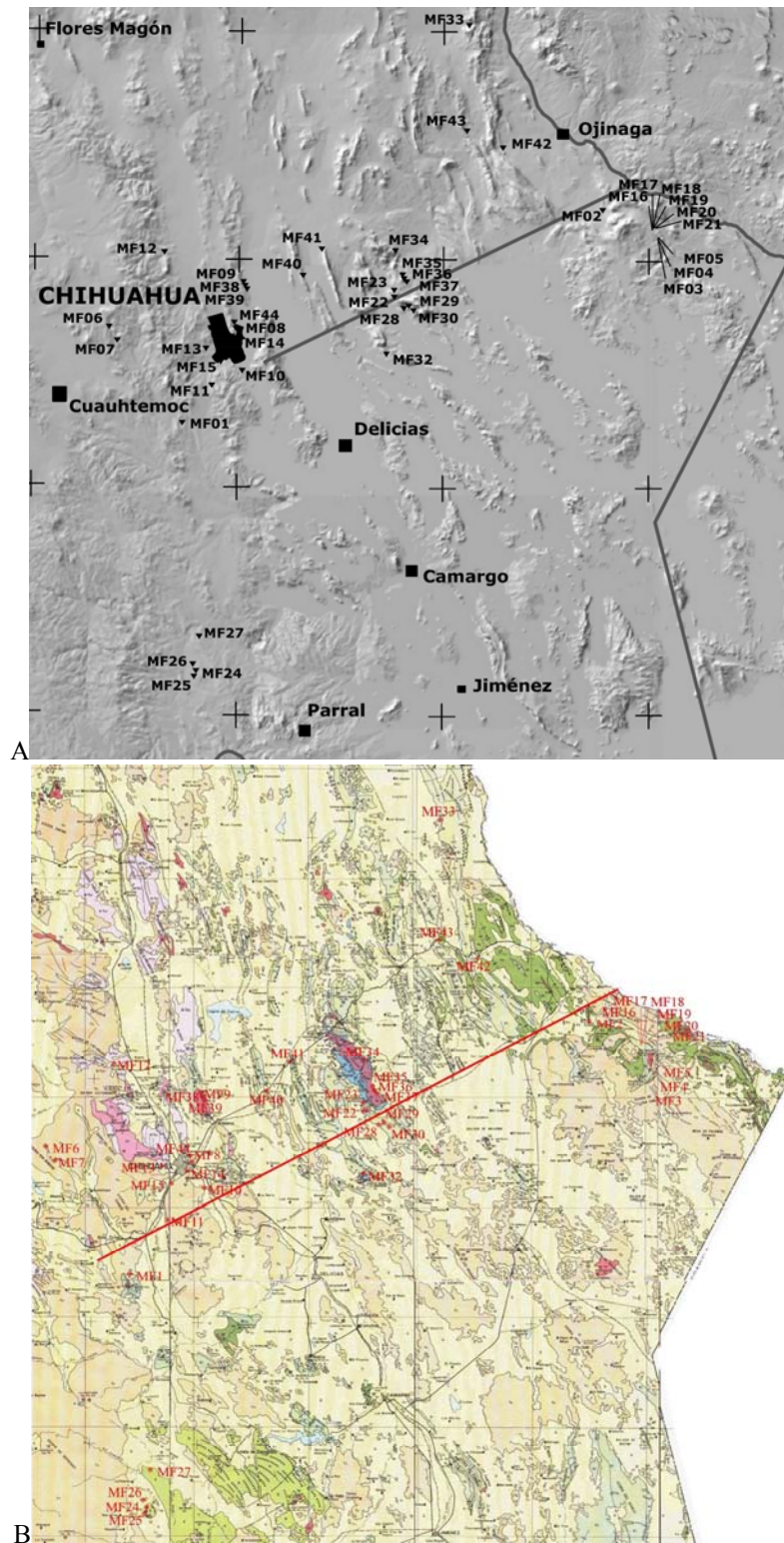


Figura 8. 1.- A) Ubicación de los sitios paleomagnéticos mostrando su distribución al norte y sur del lineamiento sobre el modelo digital de elevación de INEGI (1995), y B) la geología de esta región centro-oriental de Chihuahua.

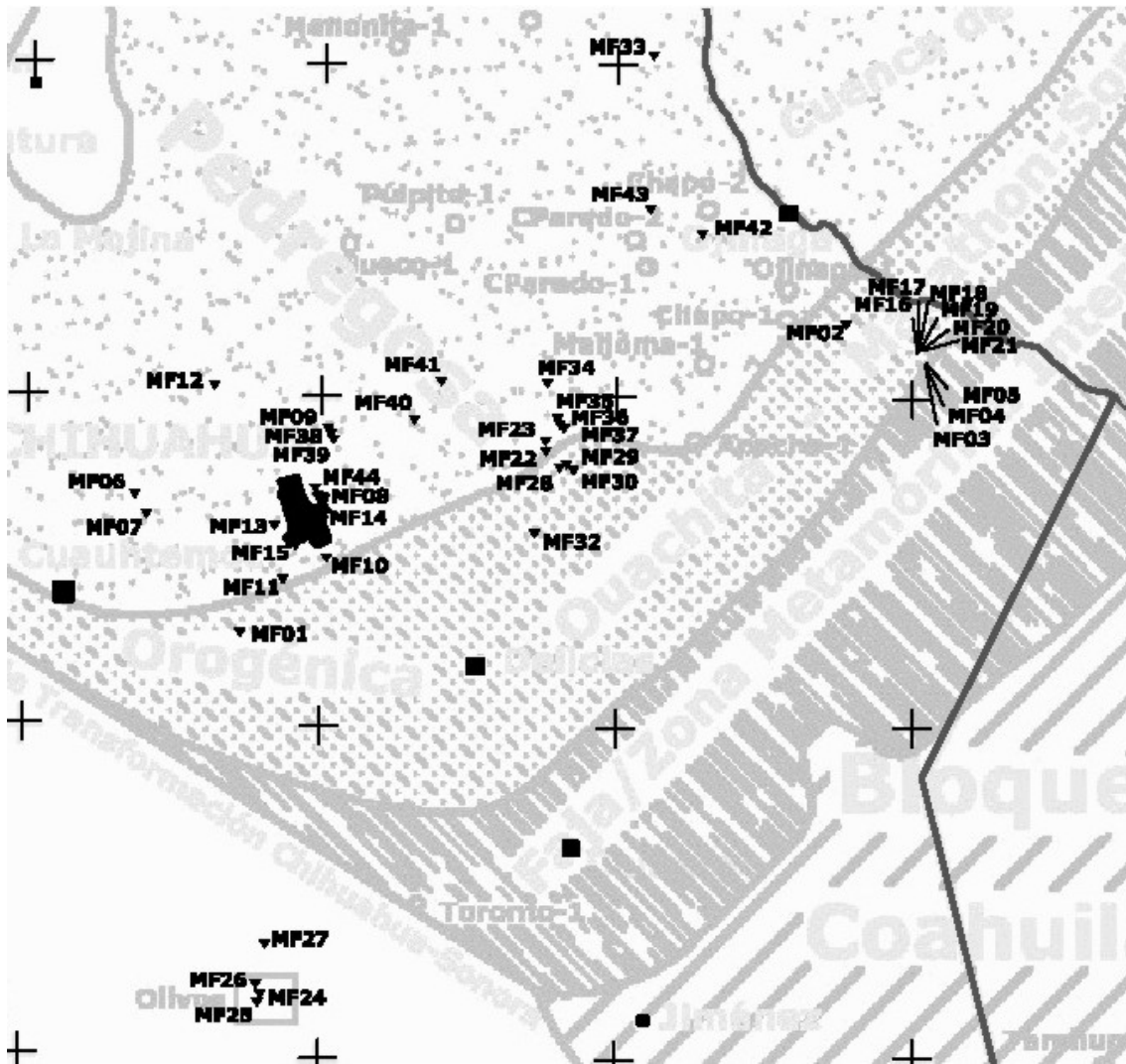


Figura 8. 2.- Distribución de los sitios de muestreo paleomagnético, en relación con los elementos tectónicos que caracterizan la región circundante al Lineamiento Delicias-Mulato.

Cuatro de estos últimos pertenecen a otro dominio tectónico, en Sierra de Olivos, Municipio de Valle de Rosario, Chihuahua (Figs. 4.2, 8.1 y 8.2). La razón de su inclusión estriba en conocer el comportamiento tectónico de movimientos rotacionales y/o latitudinales de la corteza sur-occidental del Estado de Chihuahua, presumiblemente considerada como “Terreno Guerrero” (Campa and Coney, 1983), y que limita al oriente a través de la Falla de Transformación Chihuahua-Sonora con el bloque meridional de sutura

orogénica Ouachita-Marathon-Sonora del Lineamiento Delicias – Mulato (Figs. 4.8 , 5.1 y 8.2; Poole, et al., 2005; Franco-Rubio, et al., en prensa).

La región de Sierra de Olivos debe su elevación al empuje de un intrusivo sepultado a profundidad (Figs. 4.15, 4.16 y 4.17), y cuyo metamorfismo termal y metasomático presumiblemente rehomogeniza y remagnetiza a la secuencia, tanto sedimentaria como volcánica durante el Paleógeno. De ser así, los movimientos regionales sufridos durante ese período en la región de Olivos, deberán cotejarse con los movimientos de la misma edad del bloque meridional de sutura orogénica Ouachita-Marathon-Sonora en el Estado de Chihuahua.

De un total de 22 sitios en los que afloran rocas ígneas, las intrusivas son en su mayoría de composición granítica. Las rocas volcánicas de edad Paleógena, dada su afinidad calco-alcalina (Mauger, 1981; Megaw y McDowell, 1983; Cook, 1990), se interpretan como el producto de los procesos de subducción de corteza oceánica bajo placa continental, las cuales corresponden a tobas, ignimbritas, domos riolíticos y andesitas basálticas. Bajo este modelo y dentro de un régimen de compresión, el magma inicialmente de composición básica-ultrabásica, va modificándola mediante el proceso de cristalización fraccionada de los magmas provenientes del manto y por la asimilación simultánea del material de la corteza continental (Aranda-Gómez, et al., 2000), en su ascenso a través de ella hasta eventualmente alcanzar la superficie terrestre, expulsando en primer término el material de composición ácida, y extruyendo enseguida el material de composición intermedia. Con ello se configuran las formaciones volcánicas de composición bimodal.

El sitio MF25 del Neógeno se clasifica como Basanita (Franco-Rubio, et al., en prensa), y su emplazamiento se interpreta asociado a volcanismo intraplaca por extensión de la corteza continental.

Su afloramiento lo constituye un cuello volcánico que se conserva como relicto de un volcán cinerítico emplazado hace 7.58 Ma (CoReMi, 2000). Es notoria la presencia de diaclasas columnares en posición vertical que, como estructura primaria ígnea, se desarrollaron por el enfriamiento gradual de la roca.

Los vecinos de Valle de Olivos, Municipio de Valle de Rosario, Chihuahua, se refieren al lugar de afloramiento con el nombre de “Piedra Labrada”. Su emplazamiento coincide con la traza de una falla normal (Fig. 4.15 y 4.16) que por basculamiento de bloques se desarrollan como parte del aulacógeno de Mar de Cortés. En la Fig. 8.15 se presenta el diagrama ortogonal con las trayectorias de desmagnetización de las direcciones paleomagnéticas de los especímenes de laboratorio del sitio. Por ser el único sitio de muestreo para esta edad del Mioceno Tardío, los parámetros paleomagnéticos que se muestran en la figuras 8.5 y 8.11 se consideran como preliminares.

Las edades absolutas y relativas de rocas ígneas de sitios paleomagnéticos se muestran en las Tablas 2 y 5.

El sitio MF05 se muestra como una roca ígnea de composición basáltica (dolerita o diabasa) alojada en la Formación Las Vigas (Figs. 4.18, 4.19, 4.20, 4.21 y 4.22), con estructura paralela a la estratificación e intrusionada por el Granito San Carlos de 31.4 Ma (Tabla 2; Gregory, 1981).

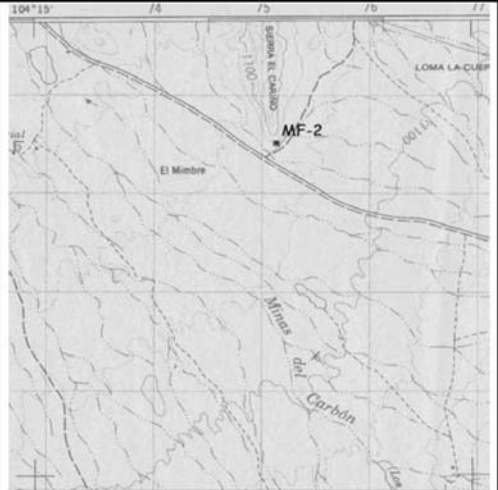
PALEOMAGNETISMO DE LA PORCIÓN CENTRO-ORIENTAL DEL ESTADO DE CHIHUAHUA													
REGISTRO DE MUESTRAS													
Sitio de Muestreo	MF-2	<table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <thead> <tr> <th colspan="3" style="text-align: center; background-color: #cccccc;">Coordenadas Geográficas</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td style="width: 33%;">Latitud Norte</td> <td style="width: 33%;">29° 14'</td> <td style="width: 33%;">16"</td> </tr> <tr> <td>Longitud Oeste</td> <td>104° 13'</td> <td>38"</td> </tr> </tbody> </table>			Coordenadas Geográficas			Latitud Norte	29° 14'	16"	Longitud Oeste	104° 13'	38"
Coordenadas Geográficas													
Latitud Norte	29° 14'	16"											
Longitud Oeste	104° 13'	38"											
Localidad	Sierra El Cariño	<table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <thead> <tr> <th style="width: 33%;">Estructura</th> <th style="width: 33%;">Azimut</th> <th style="width: 33%;">Inclin.</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>Buzamiento</td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td>Basculamiento</td> <td>51°</td> <td>1°</td> </tr> </tbody> </table>			Estructura	Azimut	Inclin.	Buzamiento			Basculamiento	51°	1°
Estructura	Azimut	Inclin.											
Buzamiento													
Basculamiento	51°	1°											
Fecha	20 de junio de 2002												
IDENTIFICACIÓN DEL SITIO													
MUESTRA No.:	ΔY	Inclinación (I)	Azimut Sol	Hora									
02M- 009	349° 30'	041° 00'	335° 00'	12:52									
02M- 010	354° 00'	035° 00'	292° 00'	12:18									
02M- 011	038° 00'	040° 00'	299° 00'	12:25									
02M- 012	033° 30'	010° 00'	304° 00'	12:31									
02M- 013	040° 00'	034° 00'	308° 00'	12:35									
02M- 014	283° 30'	003° 30'	315° 00'	12:40									
02M- 015	271° 00'	005° 00'	318° 00'	12:46									
02M- 016	098° 00'	030° 00'	329° 00'	12:50									
02M-													
02M-													
DESCRIPCIÓN DE CAMPO													
En este sitio denominado Sierra El Cariño, en su extremo meridional se recolectaron ocho muestras de núcleo, dentro de una roca de composición basáltica con estructura de dique. Este dique se orienta norte-sur encajonado en la Formación Ojinaga Superior, la cual presenta metamorfismo termal provocado por el emplazamiento del dique dentro de una fisura aproximadamente vertical. La edad de la roca ígnea basáltica está fechada en 28 ma (Chuchla, 1981).													

Figura 8. 3.- Cédula de registro de muestras para el sitio MF02 de la región del Lineamiento Delicias-Mulato. En el Apéndice C se exhiben los datos para cada uno de los sitios de muestreo.

El sitio MF24 (Figs. 4.15, 4.16 y 4.17) se constituye como un afloramiento de lavas almohadilladas con una edad de 251 ± 7 Ma (K/Ar), que caracterizan al Olistostroma de Los Olivos (Franco-Rubio, et al., en prensa). El cuerpo ofiolítico de mayor volumen contiene estratos turbidíticos adscritos a la Capa 1 de la Trinidad de Steinman. Dentro de ellos se observan estructuras primarias que indican la cima y base de la secuencia (canales de abrasión), estableciéndose el recostamiento de estratos con rumbo N20°E y buzamiento de -80° al NW.

El sitio MF17 corresponde a un manto de magnetita que reemplazó metasomáticamente estratos basales de la Formación Cupido del Barremiano-Aptiano en la región de Manuel Benavides, Chihuahua. La edad probable del manto es Oligocénica por considerarse asociado al sistema hidrotermal generado por el plutón de la Caldera de San Carlos (Figs. 4.18, 4.19, 4.20, 4.21, y 4.22; Tabla 2).

Las rocas metamórficas de alto grado (facies de granulita-anfibolita) de edad proterozoica, 1.3 – 0.9 Ga (sitios MF35, MF36, MF37, y MF38), derivan de diques de composición ácida y de roca basáltica (Blount, 1993).

El resto de los sitios de muestreo (20) se practicaron en rocas sedimentarias marinas con edades que van desde el Paleozoico hasta el Cretácico.

Del total de 43 sitios, 7 no se consideraron en el análisis, en virtud de presentar un comportamiento magnético inestable, ya que dieron declinaciones inversas asociadas a inclinaciones normales y viceversa, quizás registrando direcciones de campo transicionales. Asimismo, entre los 7 sitios se omitieron por inconfiables las medias de sitio con valores de α_{95} mayores de 25° (Tabla 5).

Es por ello que la interpretación se basa exclusivamente en el análisis de los 36 sitios restantes que comprenden 314 especímenes (Tabla 5), los cuales quedaron distribuidos con 20 sitios al norte y 16 al sur del lineamiento.

Todas las muestras recolectadas se obtuvieron a partir de la perforación con recuperación de núcleo. Cada muestra se orientó por medio de la brújula Brunton azimutal, cuyos valores fueron consistentes a la distancia presentada por el orientador de muestras (Fig. 8.4).

El sitio MF17 practicado sobre el depósito mineral de magnetita, requirió una extensión para el orientador en su medición.

De cada núcleo con un diámetro de 2.54 cm y una longitud de ≈ 12.7 cm, se cortaron entre 4 y 5 segmentos o especímenes cilíndricos con 2.2 cm de largo para su estudio en el laboratorio.



Figura 8. 4.- Dispositivo de orientación de muestras de núcleo utilizado en los sitios paleomagnéticos.

Sitio	Muestras	Localidad	Posición Linea miento	Tipo de roca	Carácter litológico	Edad absoluta o relativa	Buzamiento estrato		Estructura geológica	
							Azimut	Inclinación	Basculamiento	Inclinación
MF-01	1 - 8	S. Magistral	Sur	Dique riolítico	Intrusivo	PermoTriásico ?	-	-	36°	16°
MF-02	9 - 16	S. Cariño	Sur	Dique basáltico	Intrusivo	28 ma	-	-	51°	01°
MF-03	17 - 24	M. Benavides	Sur	Tronco Granito	Intrusivo	31.4 ma	-	-	85°	01°
MF-04	25 - 30	M. Benavides	Sur	Flysch (Corneana)	Metamórfico	Misipico	-	-	85°	01°
MF-05	31 - 38	M. Benavides	Sur	Dolerita	Intrusivo	>31.4 Ma	-	-	85°	01°
MF-06	39 - 49	Riva Palacio	Norte	Tonalita	Intrusivo	Oligoceno	-	-	65°	02.40°
MF-07	50 - 57	Riva Palacio	Norte	Ignimbrita	Volcánico	30 ma	65°	02.40°	-	-
MF-08	58 - 66	Chih - Leones	Norte	Granito	Intrusivo	Terciario	-	-	75°	02.38°
MF-09	67 - 74	Aldama - Filtros	Norte	Granodiorita	Intrusivo	57.8 ma	-	-	66°	07°
MF-10	75 - 83	Chih - Presitas	Norte	Andesit basált	Volcánico	33.3 ma	55°	12.21°	-	-
MF-11	84 - 92	S. Charco	Norte	Toba riolítica	Volcánico	34.8 ma	283°	14°	-	-
MF-12	93 - 101	Chih - Bellavista	Norte	Andesit basált	Volcánico	Olig. - >30 ma	40°	04.20°	-	-
MF-13	102 - 112	Chih - Hacienda	Norte	Ignimbrita	Volcánico	31.7 ma	65°	08°	-	-
MF-14	113 - 120	Chih - P. Juárez	Norte	Ignimbrita	Volcánico	44 - 45 ma	47°	20°	-	-
MF-15	121 - 128	Chih - S. Ramón	Norte	Andesit basált	Volcánico	33.3 ma	350°	13°	-	-
MF-16	129 - 136	M. Benavides	Sur	F. Las Vigas	Sedimentario	Neocomiano	290°	04°	-	-
MF-17	137 - 142	M. Benavides	Sur	Magnetita	Reemplazamiento	Terciario	15°	05°	-	-
MF-18	143 - 150	M. Benavides	Sur	Fm. Cupido	Sedimentario	Apt-Alb	30°	05°	-	-
MF-19	151 - 158	M. Benavides	Sur	Fm. G Rose	Sedimentario	Albiano Tem.	60°	20°	-	-
MF-20	159 - 166	M. Benavides	Sur	Fm. Edwards	Sedimentario	Albiano Medio	65°	26°	-	-
MF-21	167 - 174	M. Benavides	Sur	F. Georgetown	Sedimentario	Albiano Tardío	62°	70°	-	-
MF-22	175 - 182	S. Chorreras	Sur	Granito	Intrusivo	32.59 ma	-	-	-	00°
MF-23	183 - 193	S. Chorreras	Norte	F. Las Vigas	Sedimentario	Neocomiano	66°	22°	-	-
MF-24	194 - 202	S. Olivos	Sur	Ofiolita	Volcánico	251 ma	20°	-80°	-	-
MF-25	203 - 212	S. Olivos	Sur	Basanita	Intrusivo	7.58 ma	-	-	63	03°
MF-26	213 - 222	S. Olivos	Sur	Ignimbrita	Volcánico	Terciario Medio	23°	56°	-	-
MF-27	223 - 230	Olivos - Cuchilla	Sur	Fm Mezcalera	Sedimentario	Cretácico Tem.	235°	48°	-	-
MF-28	231 - 239	S. Chorreras	Sur	Fm. G Rose	Sedimentario	Albiano Tem.	210°	25°	-	-
MF-29	240 - 249	S. Chorreras	Sur	Fm. Coyame	Sedimentario	Albiano Tem.	207°	24°	-	-
MF-30	250 - 260	S. Chorreras	Sur	Fm. Coyame	Sedimentario	Albiano Tem.	210°	23°	-	-
MF-32	265 - 272	S. Amargosa	Sur	Fm. La Virgen	Sedimentario	Aptiano Tem.	268°	26.5°	-	-
MF-33	273 - 280	C. Navarrete	Norte	Fm. Edwards	Sedimentario	Albiano Medio	170°	-65°	-	-
MF-34	281 - 288	S. Plomosas	Norte	Fm. El Pastor	Sedimentario	Pérmico	57°	53°	-	-
MF-35	289 - 296	S. Carrizalillo	Norte	Granulita	Metamórfico	Proter. Medio	122°	26°	-	-
MF-36	297 - 304	S. Carrizalillo	Norte	Anfibolita	Metamórfico	Proter. Medio	244°	33°	Foliación	-
MF-37	305 - 311	S. Carrizalillo	Norte	Anfibolita	Metamórfico	Proter. Medio	244°	33°	Foliación	-
MF-38	312 - 319	S. Aldama	Norte	Anfibolita	Metamórfico	1.3 Ga	290°	11°	Foliación	-
MF-39	320 - 327	S. Aldama	Norte	Caliza	Sedimentario	Pérmico	272°	39°	-	-
MF-40	328 - 338	S. Gómez	Norte	F. Georgetown	Sedimentario	Albiano Tardío	-	00°	-	-
MF-41	339 - 346	S. Morrión	Norte	F. Georgetown	Sedimentario	Albiano Tardío	282°	39°	-	-
MF-42	347 - 356	S. Lobos	Norte	F. Georgetown	Sedimentario	Albiano Tardío	93°	18°	-	-
MF-43	357 - 364	S. El Fortín	Norte	F. Georgetown	Sedimentario	Albiano Tardío	74°	27°	-	-
MF-44	365 - 372	Chih - La Prieta	Norte	F. Georgetown	Sedimentario	Albiano Tardío	117°	24°	-	-

Tabla 4.- Características generales del muestreo paleomagnético perteneciente al Lineamiento Delicias-Mulato

En cuanto a la estructura geológica de los sitios de muestreo, con el empleo de la brújula Brunton azimuthal se midieron los echados (rumbo de traza y buzamiento de estratos y pseudoestratos) de las secuencias sedimentaria y volcánica, a fin de aplicar la corrección por estructura a los resultados paleodireccionales.

Dada la dificultad de conocer la posición original en la que se emplazan los cuerpos ígneos plutónicos, se procuró verificar el posible basculamiento sufrido por el bloque de corteza al que está integrado el intrusivo mediante el método de geomorfología estructural (Kostenko, 1975). Esto es, por medio de perfiles topográficos delineados en los parteaguas principales y exagerando adecuadamente la escala vertical, se obtiene la inclinación del bloque cortical medida a través de las terrazas de erosión impresas en el terreno. Posteriormente se verifican en el campo las estructuras de fallamiento normal inherentes.

8. 3. Análisis paleodireccional y propiedades magnéticas

Las mediciones de intensidad y dirección de la magnetización remanente natural (MRN) se efectuaron mediante el uso del magnetómetro de giro JR-5.

Todas las muestras estuvieron sometidas a la desmagnetización por campos alternos ó por altas temperaturas, marcada por una secuencia paso a paso para la investigación tanto del espectro de coercividad, como de la estabilidad y composición vectorial del MRN.

La desmagnetización por campos alternos se llevó hasta un máximo de 110 mT utilizando un desmagnetizador estacionario de tres ejes (Schonstedt AF Demagnetizer). La desmagnetización termal se llevó hasta un máximo de 660 °C utilizando un horno no-inductivo.

Para identificar los portadores magnéticos responsables de la MRN y para adquirir información relativa a la estabilidad magnética, se llevaron a cabo experimentos tales como la medición de la susceptibilidad continua a temperaturas altas (20 - 650 °C), las mediciones de histéresis, y el uso del microscopio minerográfico.

Las componentes magnéticas de la magnetización remanente natural (MRN) se identificaron por medio de la inspección visual de los diagramas de desmagnetización ortogonal (Zijderveld, 1967).

Las direcciones de muestra y/o las trayectorias del plano de mejor ajuste (great circle), fueron calculadas utilizando el análisis de la componente principal (Kirschvink, 1980).

Las direcciones medias del sitio y las medias formacionales fueron calculadas utilizando la estadística de Fisher (Fisher, 1953). Estas direcciones medias del magnetismo remanente natural (MRN) se muestran graficadas sobre una proyección de igual área de Lambert, incluyendo a las direcciones de los sitios rechazados (Fig. 8.5).

Sitio	Coord. Geográficas Sitio			Media Estadística de Fisher por Sitio									
	Longitud Oeste	Latitud Norte	Este	n	N	Núcleo				Geográfico			
						Declin.	Inclin.	α ₉₅	K	Declin.	Inclin.	α ₉₅	K
MF-01	253.6611	28.185	106.3389	5	9	281	-50.5	36.3	5.40	139.3	-40.9	2.8	724.78
MF-02	255.7728	29.2378	104.2272	6	8	112	76.1	20.2	11.94	326.9	57	3.5	365.92
MF-03	256.0483	29.1047	103.9517	9	11	198.5	60.5	28.5	4.22	348.2	53.7	7.3	51.01
MF-04	256.0467	29.1083	103.9533	4	7	132.3	69.6	23.7	5.96	358.5	58	14.4	41.68
MF-05	256.0481	29.1111	103.9519	7	8	344.7	-34.5	20.9	9.29	178.1	-51.6	3.3	328.31
MF-06	253.3743	28.6687	106.6257	9	15	185.6	56.7	62.3	1.64	351.7	31	5.2	98.94
MF-07	253.3901	28.6282	106.6099	6	8	169.5	-40.9	38.3	4.01	163.8	-30.5	4.1	270.31
MF-08	253.9712	28.6682	106.0288	5	10	54.6	10.3	14.9	27.41	94.3	-9.3	9	73.25
MF-09	253.9991	28.9366	106.0009	9	9	159.9	-22	9.3	31.72	56.7	-10.5	4	163.44
MF-10	254.0248	28.5405	105.9752	5	11	236.3	-60.9	29	7.93	185	-47.9	6.6	136.07
MF-11	253.8465	28.4184	106.1535	11	12	314.5	70.3	6	59.06	323.6	58.6	2.7	291.30
MF-12	253.5798	29.0618	106.4202	6	9	194	-58.9	28	6.67	227.6	-41.3	6.9	94.83
MF-13	253.8101	28.6385	106.1899	8	12	309.3	-31.4	6.7	69.69	154.2	-33.9	1.8	994.75
MF-14	253.9562	28.6567	106.0438	5	8	106.8	-58.5	17.2	29.08	176.5	-24.9	3.9	964.81
MF-15	253.869	28.5692	106.131	9	9	48.9	-39.3	26.4	4.75	295.5	-35.8	5.1	102.93
MF-16	256.0369	29.1175	103.9631	4	7	86.7	-36.1	26.1	13.37	191.4	-33.8	5.1	329.24
MF-17	256.0416	29.1192	103.9584	3	6	186.8	14.8	180	0.99	39	22.7	28.2	20.24
MF-18	256.0329	29.1223	103.9671	3	5	306	40.3	36	12.76	43.9	35.4	34.5	13.82
MF-19	256.0416	29.138	103.9584	7	8	207.5	-75.4	13.3	21.57	155.7	-54.3	3.1	371.59
MF-20	256.0431	29.1396	103.9569	3	9	282.8	39.8	180	1.28	182.4	18.6	23.9	27.59
MF-21	256.0443	29.1427	103.9557	6	7	72.2	57.9	9	56.14	8.4	53.1	4.4	232.95
MF-22	254.7211	28.8808	105.2789	6	10	269.4	55.1	6.6	103.23	7.7	37.3	1.7	1534.85
MF-23	254.7279	28.902	105.2721	5	12	8.3	34.7	59.3	2.62	360	24	12.3	39.91
MF-24	253.7529	27.2323	106.2471	7	9	165.2	22.3	16.6	14.16	207	60.8	4.4	192.65
MF-25	253.7412	27.2082	106.2588	10	10	336.1	-65.9	15	11.34	214.6	-66.6	3.2	231.84
MF-26	253.7517	27.2568	106.2483	3	13	252.4	44.1	70.7	4.12	252.7	39.5	10.4	142.44
MF-27	253.7597	27.3481	106.2403	7	8	207.6	52.1	17.7	12.58	343	69.4	3.1	369.26
MF-28	254.7962	28.8164	105.2038	3	5	96.6	76.9	11.3	119.30	332.9	45.8	10.3	144.94
MF-29	254.7995	28.8173	105.2005	6	10	292.9	59.4	6.7	100.13	344.6	44.4	5.2	167.30
MF-30	254.8063	28.8195	105.1937	4	12	163.9	29.4	18.2	26.54	346.8	52.4	8.5	118.54
MF-32	254.7061	28.6289	105.2939	3	9	138.1	18.9	64	4.78	207.9	27.7	31	16.85
MF-33	255.1149	30.0018	104.8851	4	8	293.2	51.7	16.1	33.71	9.3	46.9	7	173.16
MF-34	254.7496	29.0809	105.2504	9	9	145.9	38.7	13.6	15.27	354.9	52.9	3.7	192.22
MF-35	254.7832	28.9523	105.2168	3	13	52.5	-5.1	22.4	31.33	272.5	-17.4	14.2	75.94
MF-36	254.7831	28.9525	105.2169	4	11	165.3	54.6	18.9	24.51	318.9	78.6	16.7	31.11
MF-37	254.7831	28.9532	105.2169	4	8	270.5	79.1	47.1	4.77	183.5	50.8	10.5	78.21
MF-38	254.0049	28.9337	105.9951	3	10	40.6	51.7	180	1.71	25.5	21.6	14	78.31
MF-39	254.0315	28.9093	105.9685	4	10	4.9	31.9	51.1	4.21	56.9	6.1	17	30.19
MF-40	254.3028	28.9583	105.6972	14	13	190	57	24.3	4.19	14	48.9	5.1	71.83
MF-41	254.4054	29.0773	105.5946	4	10	245.7	38.7	16.4	32.19	26.7	44.3	15.2	37.69
MF-42	255.2858	29.5046	104.7142	3	13	142.3	56.3	46.6	8.07	329	59	6.7	340.79
MF-43	255.0989	29.579	104.9011	4	9	144.8	62.2	16	33.87	294.1	74.3	14.4	41.69
MF-44	253.9592	28.6881	106.0408	3	9	124.5	41.9	42.3	9.54	351.4	44.2	13.4	86.29

Tabla 5.- Resultados paleodireccionales de sitios pertenecientes al Lineamiento Delicias-Mulato

Sitio	Polaridad	Antípodas				Polo Geomagnético Virtual (VGP) por Sitio				Estratigráfico				Considerados en el análisis
		Declin.	Inclin.	Declin.	Inclin.	Geográfico	Geográfico	Geográfico	Geográfico	Latitud	Longitud	dp	dm	Paleo Lat.
MF-01	Inversa	319.3	40.9	331.3	35.6	53.20	165.70	2.06	3.40	-23.42	62.50	152.00	1.88	3.24
MF-02	Normal	-	-	-	-	61.30	191.50	3.70	5.09	37.59	62.50	191.30	3.69	5.08
MF-03	Normal	-	-	-	-	78.70	196.20	7.12	10.19	34.24	79.70	199.30	7.13	10.21
MF-04	Normal	-	-	-	-	80.40	249.00	15.63	21.22	38.67	80.60	256.50	15.59	21.19
MF-05	Inversa	358.1	51.6	359.4	51.5	86.50	229.00	3.06	4.49	-32.25	86.90	246.60	3.05	4.49
MF-06	Normal	-	-	-	-	75.80	107.70	3.25	5.81	16.72	76.00	101.90	3.21	5.78
MF-07	Inversa	343.8	30.5	345.2	30.1	70.70	127.50	2.54	4.56	-16.41	71.50	124.10	2.53	4.55
MF-08	Intermedia	274.3	9.3	274.5	11.5	6.00	166.00	4.59	9.09	-4.68	6.70	166.90	4.64	9.14
MF-09	Intermedia	-	-	-	-	-25.70	186.50	2.05	4.05	-5.29	-23.80	189.90	2.14	4.14
MF-10	Inversa	5	47.9	13.3	39.3	85.60	337.40	5.62	8.61	-28.96	76.50	8.70	4.72	7.89
MF-11	Normal	-	-	-	-	58.10	193.50	2.98	4.01	39.32	48.80	175.40	2.26	3.49
MF-12	Inversa	47.6	41.3	47.2	37.2	47.30	339.20	5.12	8.41	-23.71	46.70	343.40	4.75	8.10
MF-13	Inversa	334.2	33.9	339.6	33.7	64.40	146.40	1.17	2.06	-18.57	68.70	139.60	1.17	2.05
MF-14	Inversa	356.5	24.9	357.6	24.4	74.10	86.50	2.25	4.19	-13.07	74.00	82.50	2.24	4.18
MF-15	Intermedia	-	-	-	-	-11.20	313.80	3.43	5.92	-19.83	-1.50	314.60	3.88	6.29
MF-16	Inversa	11.4	33.8	8.8	33.1	75.10	29.10	3.32	5.82	-18.51	76.30	38.10	3.28	5.79
MF-17	Normal	-	-	-	-	49.80	3.30	15.87	29.92	11.81	49.00	7.10	15.15	29.18
MF-18	Normal	-	-	-	-	49.10	349.40	23.05	39.88	19.56	48.60	354.30	21.57	38.74
MF-19	Inversa	335.7	54.3	359.8	48	68.70	187.80	3.07	4.36	-34.83	89.80	137.70	2.65	4.05
MF-20	Intermedia	-	-	-	-	-51.20	252.30	12.94	24.87	9.55	-44.90	267.40	14.43	26.26
MF-21	Normal ?	-	-	-	-	81.50	311.70	4.23	6.10	33.66	-45.80	204.70	2.21	4.41
MF-22	Normal	-	-	-	-	79.40	32.00	1.17	2.00	20.85	79.40	32.00	1.17	2.00
MF-23	Normal	-	-	-	-	73.60	74.70	7.02	13.14	12.55	67.20	57.30	6.42	12.57
MF-24	Inversa	27	-60.8	23.6	19	-16.60	233.10	5.13	6.72	41.82	61.70	17.40	2.39	4.59
MF-25	Inversa	34	66.6	37.6	63.9	55.60	294.80	4.34	5.27	-49.12	55.10	301.90	4.05	5.09
MF-26	Normal	-	-	-	-	-4.00	191.50	7.47	12.46	22.40	51.60	180.30	9.44	14.08
MF-27	Intermedia	-	-	-	-	61.40	232.30	4.52	5.29	53.07	6.40	190.40	2.48	3.92
MF-28	Normal	-	-	-	-	66.10	167.50	8.38	13.14	27.21	42.60	186.70	10.12	14.44
MF-29	Normal	-	-	-	-	76.10	157.10	4.11	6.54	26.09	55.00	193.20	5.73	7.72
MF-30	Normal	-	-	-	-	77.90	188.40	8.03	11.68	32.99	49.80	203.90	10.95	13.65
MF-32	Intermedia	-	-	-	-	-39.00	219.10	18.50	33.87	14.71	-40.60	204.20	16.08	31.58
MF-33	Normal ?	-	-	-	-	81.70	355.90	5.83	9.04	28.12	-51.60	249.40	3.71	7.21
MF-34	Normal	-	-	-	-	83.80	211.20	3.54	5.12	33.47	59.10	24.50	1.94	3.79
MF-35	?	-	-	-	-	2.10	335.80	7.61	14.70	-8.91	4.70	165.30	7.15	14.25
MF-36	?	-	-	-	-	44.10	234.80	29.90	31.60	68.04	9.70	197.50	15.85	23.01
MF-37	?	-	-	-	-	-29.40	251.40	9.55	14.16	31.51	-39.50	222.60	6.35	11.55
MF-38	?	-	-	-	-	60.30	15.50	7.79	14.77	11.20	63.70	21.20	7.84	14.82
MF-39	Normal	-	-	-	-	30.20	358.60	8.57	17.07	3.06	47.00	344.60	11.57	19.83
MF-40	Normal	-	-	-	-	77.80	336.80	4.44	6.73	29.82	77.80	336.80	4.44	6.73
MF-41	Normal	-	-	-	-	66.20	345.40	11.98	19.09	26.01	66.20	345.40	11.98	19.09
MF-42	Normal	-	-	-	-	62.70	195.70	7.46	10.00	39.77	62.70	195.70	7.46	10.00
MF-43	Normal	-	-	-	-	37.20	220.90	23.61	26.08	60.66	51.20	288.40	22.44	25.42
MF-44	Normal	-	-	-	-	81.90	146.10	10.54	16.81	25.93	74.10	319.10	13.06	18.71

Tabla 5.- Resultados paleodireccionales de sitios pertenecientes al Lineamiento Delicias-Mulato (Continuación)

α_{95} y k son estimaciones del cono de 95% de confianza y del parámetro de precisión de la media del polo. Los límites de confianza de los polos magnéticos (dm, dp) corresponden al semi-eje mayor y menor respectivamente. N y n corresponden a la cantidad de muestras preparadas y a la cantidad de muestras consideradas en el análisis, respectivamente.

Tabla 5.- (Continuación)

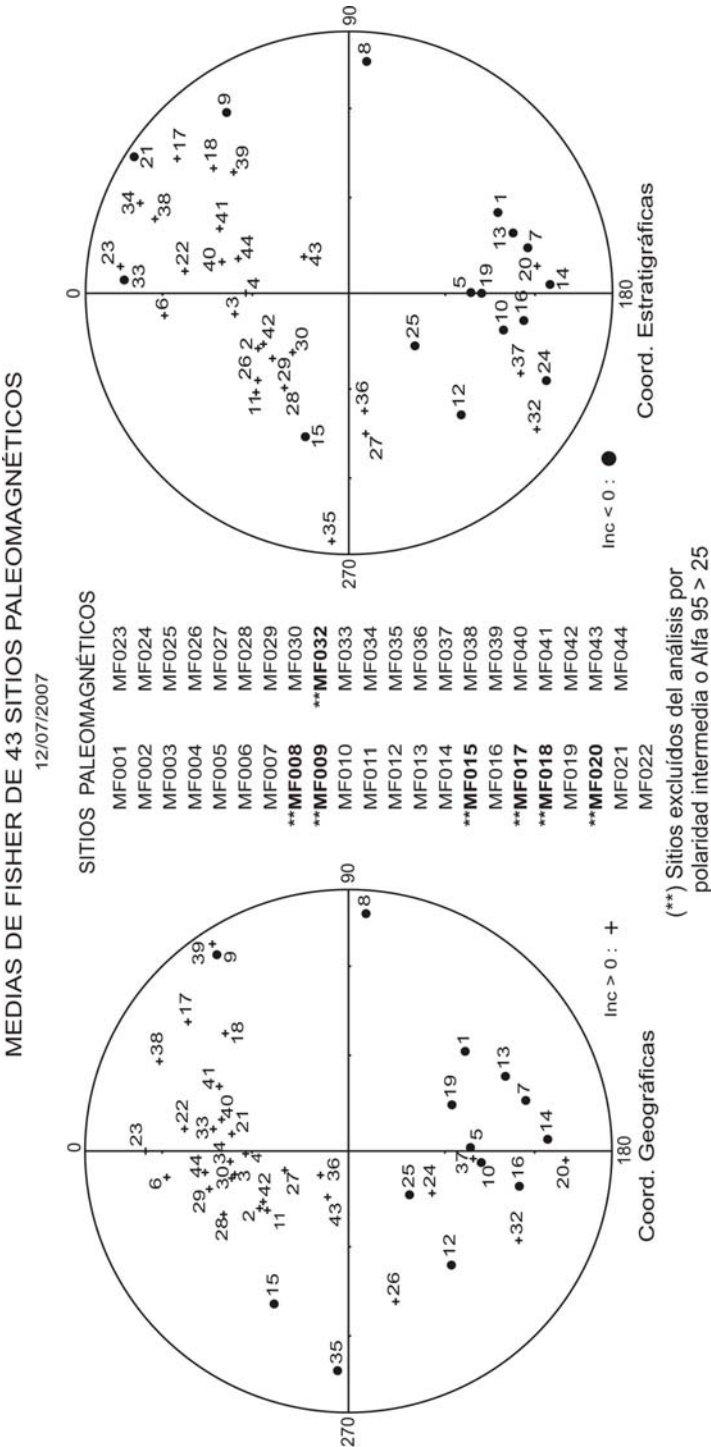


Figura 8. 5.- Direcciones medias de Magnetismo Remanente Natural (MRN) correspondientes a los 43 sitios paleomagnéticos de la región del Lineamiento Delicias-Mulato, graficadas sobre la proyección de igual área de Lambert.

8. 4. Petrografía y Mineragrafía

La observación microscópica de superficies pulidas a partir de muestras procedentes de los diferentes sitios paleomagnéticos, se llevó a cabo utilizando el microscopio petrográfico-mineragráfico marca Olympus con adaptación de cámara digital.

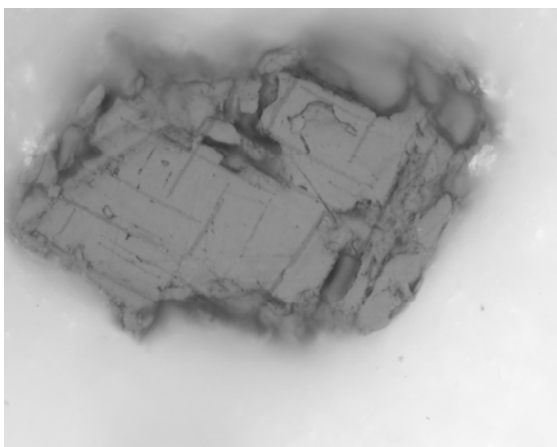
Los sitios de muestreo comprenden rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas. Entre las rocas ígneas se tienen volcánicas (piroclásticas y derrames), plutónicas e hipabisales. La composición de las rocas extrusivas es riolítica, andesítica y basáltica.

8.4.1. Rocas Ígneas

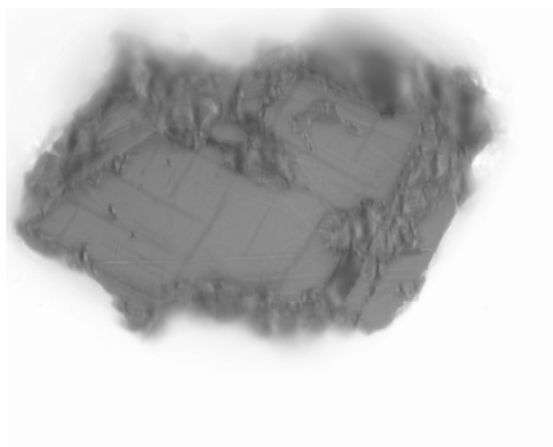
Las riolitas constituyen cuerpos ignimbríticos (sitios MF-07, -11, -13, -14, -26). Dado su carácter de unidades de enfriamiento simple, de la base a la cima se reconoce la zona de no piroconsolidación, zona de piroconsolidación parcial y zona densamente piroconsolidada. En superficie fresca presentan una coloración gris claro, gris café, con un abundante contenido de fenocristales. Otras ignimbritas muestran una coloración rojo-café a anaranjado rojiza en la mayor parte de sus afloramientos, aunque al metamorfismo termal y/o la alteración hidrotermal, modifica su color original a rosa o blanco. La textura, fuertemente porfirítica, contiene cristales en su mayoría de sanidino euhédrico a subhédrico, algunos con chatoyancia iridiscente, cuarzo subhédrico y escasos fragmentos líticos compuestos por andesitas principalmente, y areniscas de grano fino.

Las andesitas se caracterizan por presentar derrames de flujo y cuerpos piroclásticos (Sitios MF-10, -12, -15). Por lo general, descansan sobre unidades de composición ácida y su contacto está marcado por el cambio composicional. La cima también se caracteriza por una discordancia erosional donde son frecuentes los depósitos conglomeráticos de canal, con matriz de areniscas de color blanco a gris claro y espesores variables. Los horizontes de

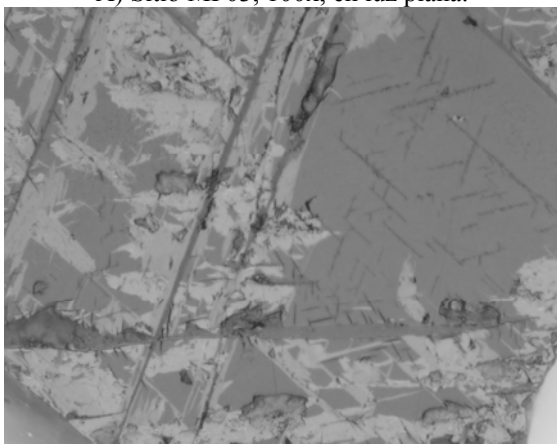
material piroclástico prevalecen sobre las estructuras de derrame y en menor cantidad se presentan horizontes epiclásticos distribuidos en diferentes niveles dentro de la unidad. Al microscopio de luz transmitida presentan una textura ligeramente porfirítica con fenocristales de plagioclasa como principal constituyente, algunos piroxenos, anfíboles, y muy escaso cuarzo.



A) Sitio MF03, 100x, en luz plana.



B) Sitio MF03, 100x, nicoles cruzados



C) Sitio MF06, 100x, un nícol



D) Sitio MF06, 100x, nicoles cruzados

Figura 8. 6.- Fotomicrografías de muestras procedentes de los sitios paleomagnéticos: A) MF03, espécimen 022, visto con el lente analizador (luz paralela), B) MF03, espécimen 022, visto con los lentes analizador y polarizador insertados (nicoles cruzados), C) MF06, espécimen 045, visto en luz plana (un nícol), D) MF06, espécimen 045, visto en nicoles cruzados.

Todos ellos embebidos en una mesostasis en la que predominan microlitos de plagioclasa, minerales máficos y minerales opacos, ordenados subparalelamente en dirección al flujo.

Los basaltos Pérmicos de la localidad de Valle de Olivos conforman cuerpos con estructura almohadillada (Sitio MF-24) y en las basanitas son comunes las diaclasas columnares (Sitio MF-25). Al microscopio, los basaltos con estructuras en almohadilla se describen con un 47–65% de oligoclasa–andesina, 25–35% de piroxenos (Diopsida-Hiperstena), < 10% de cuarzo, clorita epidota, sericita y calcita. El olivino esporádico. Otros minerales accesorios son el apatito < 1%, ilmenita < 2%, magnetita < 3% y la hematita esporádica. El basalto con estructura de diaclasas columnares del sitio MF25 se clasifica como una Basanita (Franco-Rubio, et al., en prensa), y es de color verde oscuro a negro con fenocristales euhedrales de olivino (< 14%), plagioclasa andesina-bytownita (< 34%), diopsida (< 25%) y nefelina (< 10%). No se observó cuarzo y el feldespato sódico-potásico es < 8%. Entre los minerales accesorios están el apatito (< 2%), ilmenita (< 4%) y magnetita (< 2%). En la Fig. 8.6, se presentan fotomicrografías A y C en donde cubos de mineral magnetita se encuentran aislados y sin alteración aparente, en una mesotasis translúcida de minerales formadores de roca.

Las rocas hipabisales se presentan como diques y diquestratos (?) de composición riolítica y basáltica. En Sierra de Magistral aflora un dique (Sitio MF-01) compuesto por una riolita de color blanco que intrusión a la secuencia epiclástica marina mas antigua de esta sierra y que aparentemente no muestra mas deformación que la aplicada por el empuje vertical del Plutón de Magistral sepultado a profundidad y cuyo apófisis, McDowell y Mauger (1994) fecharon radiométricamente en 59.3 Ma por el método K/Ar. Ambos consideran de probable edad Jurásica a la secuencia que aloja al dique.

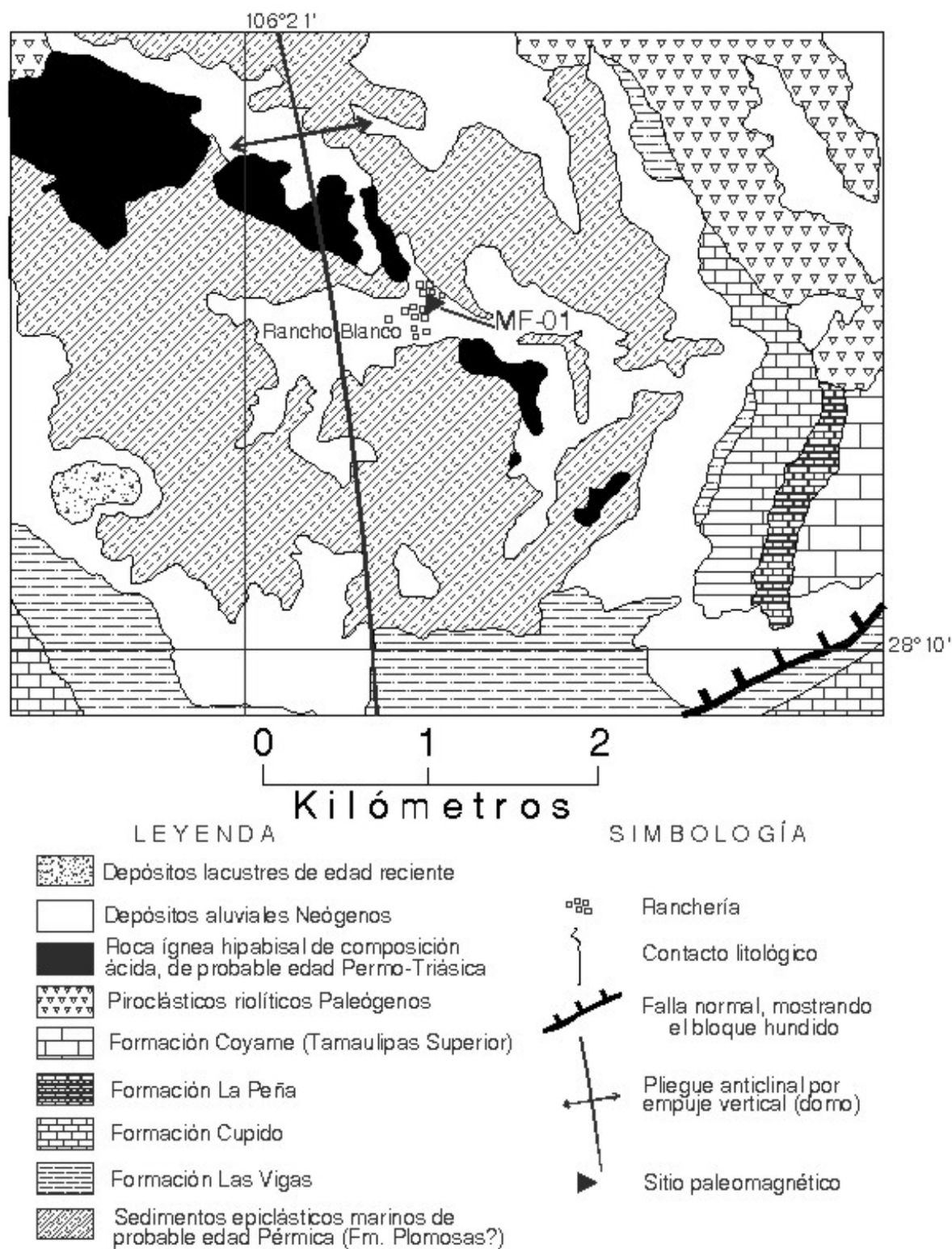


Figura 8. 7.- Geología de la porción central del Domo Magistral, donde se observa aflorando la secuencia sedimentaria en el núcleo de la estructura, y el sitio de muestreo paleomagnético sobre un dique riolítico.

Sin embargo, este cuerpo riolítico orientado NW-SE, que en sitios alcanza hasta 1 km de potencia y se extiende por aproximadamente 5 km, se encuentra cubierto por la secuencia volcánica Paleógena en su prolongación NW. En su extremo SE no se observa que corte a la Formación Las Vigas, unidad suprayacente del Neocomiano (Fig. 8.7). Aparentemente, la relación de contacto entre la Formación Las Vigas y la unidad infrayacente que contiene al dique, se observa concordante.

En virtud de no haber registro en la literatura geológica de actividad ígnea durante el Jurásico para esta región del lineamiento, se sugiere una probable edad Pérmico – Triásica para el dique de riolita alojado en la secuencia epiclástica, cuya edad aquí se especula como del Paleozoico Tardío (¿Pérmico?).

Al microscopio de luz transmitida, el dique presenta fenocristales de ortoclasa, cuarzo y plagioclasa sódica (albita-oligoclasa) en macla polisintética. Como microlitos se presentan cuarzo y feldespato potásico. Biotita escasa y magnetita dispersas en la mesostasis. Hematita en vetillas, como alteración de la magnetita y reemplazando parcialmente a la biotita.

En la Sierra El Cariño de la región de Manuel Benavides, aflora un dique con orientación N-S en posición vertical que intrusión a la secuencia de lutitas arcillosas de color verde del miembro superior de la Formación Ojinaga (Sitio MF-02; Apéndice C). Estos sedimentos adquieren por metamorfismo termal, una resistencia a la erosión tal que se observan, dentro de la zona de influencia del metamorfismo, adheridos perfectamente al dique. Éste está compuesto por un basalto de color verde oscuro a negro con fenocristales de plagioclasa euhédrica a subhédrica en textura poiquilítica con mesostasis microlítica ofítica a subofítica de plagioclasa y clinopiroxenos. Como minerales accesorios se tiene a la magnetita y como minerales de alteración a la hematita, sericita, epidota y calcita.

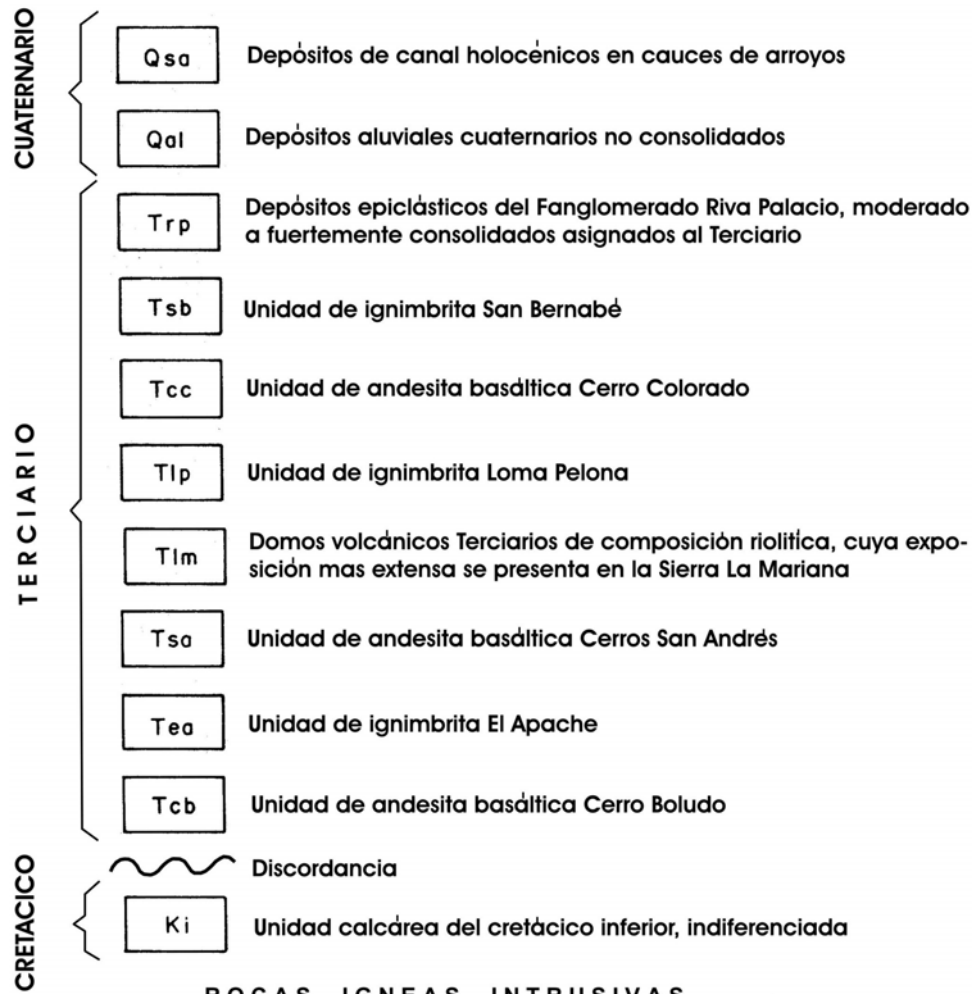
Las rocas intrusivas en la región del lineamiento Delicias-Mulato son en su mayoría de composición granítica, variando desde el granito típico hasta la granodiorita y tonalita.

En la región de Manuel Benavides, el Tronco San Carlos (Figs. 4.18, 4.19, 4.20, 4.21, 4.22, 8.1 y 8.2; Sitio MF-03) constituye un granito de grano medio a grueso con cristales euhedrales, subhedrales y anhedrales de cuarzo y feldespato potásico (ortoclasa y microclina) con textura hipidiomórfica granular, que en las márgenes del intrusivo en contacto con la roca encajonante pasa a textura microgranítica. Contiene también cristales de biotita y anfíbol (hornblenda?). Entre los minerales accesorios se observan apatito, fluorita, magnetita, ilmenita y hematita. Las fotomicrografías de la Fig. 8.6 vista en nícoles paralelos y cruzados A y B, tomada del sitio MF-03, contiene cristales de magnetita en gris claro con bandas delgadas de ilmenita en tonos gris medio a lo largo de las líneas de crucero.

En la región del Cuadrángulo Riva Palacio (Fig. 4.4), en el Sitio MF-06 (Figs. 8.1 y 8.2), se colectó la muestra para estudio paleomagnético de una roca ígnea intrusiva de composición tonalítica, que se describe como una roca de textura fanerítica con cristales euhédricos a subeuhédricos de plagioclasa zoneada (oligoclasa), cristales de cuarzo anhedrales, hornblenda y biotita. Es uno de los sitios en los que más claramente se aprecia la alteración deutérica en minerales formadores de roca. Entre los minerales accesorios esta la biotita, zircón, apatito, magnetita, ilmenita y hematita. La zona de afloramiento de la Tonalita Santa Rosa de forma elíptica (Fig. 8.8; Sitio MF06), se considera el lugar de extravasación de la Ignimbrita San Bernabé (Acantilado Tuff sensus Mauger, 1983; Sitio MF07), en virtud de presentar de manera concéntrica a la estructura elipsoidal del intrusivo Santa Rosa, los espesores más gruesos con 130 m.

EXPLICACION

ROCAS SEDIMENTARIAS Y VOLCANICAS



ROCAS IGNEAS INTRUSIVAS

Ttsr Tonalita Santa Rosa

SIMBOLOGIA

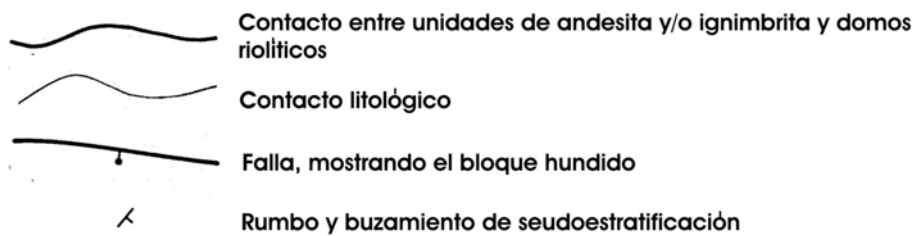
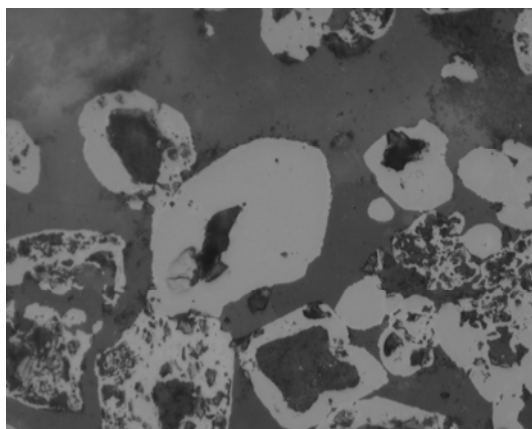
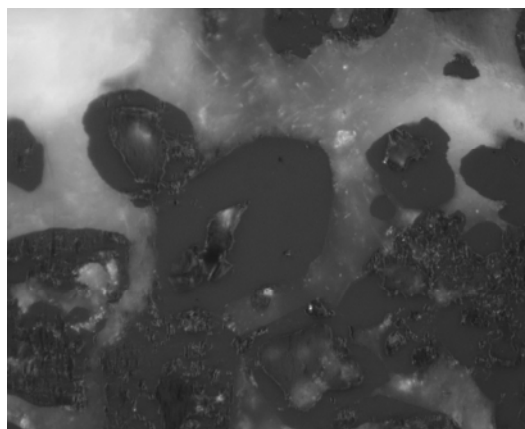


Figura 8. 8.- (Continuación)

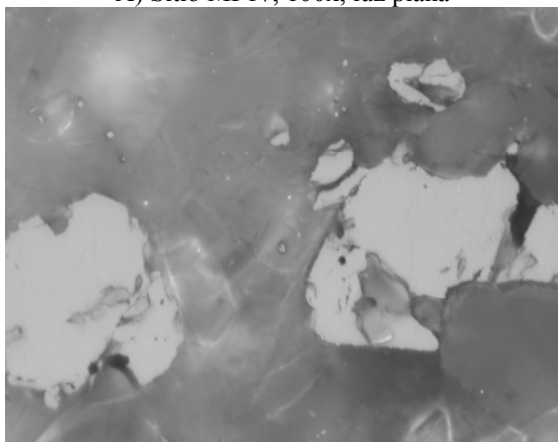
En la fotomicrografía de la Fig. 8.6 vista en nícoles paralelos y cruzados C y D respectivamente, la tonalita de textura gruesa exhibe un cristal de magnetita en gris medio que esta siendo reemplazado por hematita gris clara a blanca. Las diferencias de color en la hematita se deben a pleocroísmo. En nícoles cruzados (Fig. 8.6 D) son notorias las reflexiones internas en blanco grisáceo (centro-izquierdo de la fotomicrografía). En gris oscuro aparece ilmenita escasa orientada en planos 111.



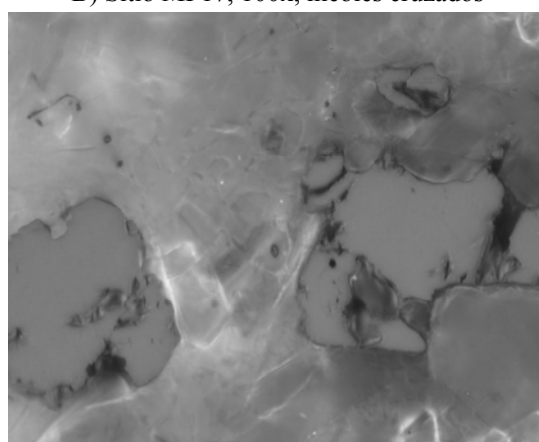
A) Sitio MF17, 100x, luz plana



B) Sitio MF17, 100x, nícoles cruzados



C) Sitio MF25, 100x, luz plana



D) Sitio MF25, 100x, nícoles cruzados

Figura 8. 9.- Fotomicrografías de minerales opacos vistos a través del microscopio de luz reflejada, de sitios paleomagnéticos. A) Sitio MF17, donde la magnetita reemplaza a la calcita, vista en luz paralela. B) Sitio MF17, espécimen 141, visto en nícoles cruzados. C) Sitio MF25, Basanita con cristales de magnetita vista en luz paralela. D) Sitio MF25, espécimen 208, visto en nícoles cruzados.

En la región de Chorreras, sobre la traza inferida del Lineamiento Delicias-Mulato, aflora un cuerpo ígneo intrusivo (Sitio MF-22; Figs. 6.8, 8.1, y 8.2; Apéndice C) de composición granodiorítica de color café grisáceo a café rojizo, con textura granítica de grano medio, compuesto por feldespato potásico (ortoclasa-microclina < 15%), plagioclasa (oligoclasa-andesina < 40%), piroxeno (hiperstena < 5%), cuarzo (< 35%), y como minerales accesorios biotita y sericita (< 2%), hematita, magnetita, apatito e ilmenita (< 3%).

8.4.2. Rocas Sedimentarias

La litología de las rocas sedimentarias muestreadas corresponden a formaciones marinas epiclásticas (Sitios MF-04, 16, 23) y carbonatadas (Sitios MF-18, -19, -20, -21, -27, -28, -29, -30, -32, -33, -34, -39, -40, -41, -42, -43, -44). El sitio MF-04, aunque compuesto por rocas sedimentarias depositadas en la margen continental, sufrieron metamorfismo dinámico de bajo grado, y por encontrarse en contacto con un intrusivo granítico presentan fuerte metamorfismo termal y metasomático, que adicionó minerales accesorios, principalmente de magnetita y hematita. El resto de las muestras con rocas epiclásticas (Formación Las Vigas), están compuestas por sedimentos de color rojo medio a oscuro, del tamaño del limo y arena en matriz arcillosa y con gran cantidad de hematita, magnetita y limonitas. Las calizas presentan una gran variedad de composiciones que van desde biostromales (Sitio MF-19, -20, -26), biomicríticas bioclásticas e intraclásticas (MF-18, -21, -28, -29, -30, -32, -33, -34, -39), hasta micríticas (MF-27, -40, -41, -42-, -43, -44). Los minerales opacos en las rocas sedimentarias presentan un tamaño demasiado pequeño (< 5 micras), para efectuar una identificación adecuada a la luz reflejada.

En la región de Manuel Benavides, en el extremo suroriental del Lineamiento Delicias-Mulato (Fig. 4.4), se presenta el yacimiento mineral de San Carlos compuesto principalmente por magnetita hidrotermal y como mineralización económica están la galena y la marmatita. El sitio paleomagnético MF-17 corresponde a este lugar (Figs. 8.1 y 8.2), en donde la magnetita se encuentra reemplazando a los estratos basales de la Formación Cupido.

En la Fig. 8.9 se muestra a la magnetita reemplazando a la calcita, observada en luz plana y nícoles cruzados A y B respectivamente. El proceso metasomático de la magnetita produce superficies cóncavo-convexas dentro del mineral reemplazado, textura típica de reemplazamiento conocida como “cúspide y caries”.

8.4.3. Rocas Metamórficas

Las anfibolitas que afloran en las sierras de Aldama y Carrizalillo (Sitios MF-36, -37, -38) derivan de gabros, basaltos y diabasas afectados por metamorfismo regional de alto grado (Blount, 1982; 1993). De acuerdo con Blount (op. cit.), consisten de plagioclasa (albita según andesina granoblástica), hornblenda y escaso cuarzo (ambos según recrystalización del clinopiroxeno granoblástico). Como minerales accesorios se presentan la clorita (como mineral retrógrado según hornblenda), la epidota, la esfena, la magnetita, el apatito y el granate. En Sierra Carrizalillo se cortaron núcleos para muestreo paleomagnético de la secuencia Precámbrica (Figs. 4.4 y 8.1 y 8.2), en un dique aplítico (Sitio MF-35) de 1.5 m de espesor que corta a la anfibolita. La aplita de textura media a gruesa, consiste de cuarzo y plagioclasa (albita) principalmente, y en menor cantidad el feldespato potásico. Como minerales accesorios están la muscovita, el zircón, el apatito y el granate. Entre los minerales opacos predomina la magnetita e ilmenita.

8. 5. Magnetización Remanente Natural

La concepción del Lineamiento Delicias – Mulato se basa en la premisa de que su estructura se ha estado manifestando desde su origen hasta la época presente, al converger y entrar en colisión las placas de Laurencia y Gondwana. En base a lo anterior, se formula la hipótesis que las formaciones litoestratigráficas (en especial las de edades contemporáneas y posteriores a la creación del lineamiento), de haber sufrido un desplazamiento rotacional y/o latitudinal importante, deberán ser susceptibles de mostrar y ser detectado su movimiento a través del estudio paleomagnético. Los afloramientos Precámbricos y Paleozoicos en la proximidad a la traza del lineamiento son particularmente importantes por la posibilidad de diagnosticar desplazamientos rotacionales y/o latitudinales con respecto al cratón de Norte América. Sin embargo, estos afloramientos de Chihuahua deben sus exposiciones en superficie a la elevación producida por el empuje de intrusivos en las regiones de Aldama, Placer de Guadalupe, Plomosas, Carrizalillo, y Manuel Benavides, cuyos apófisis fechados radiométricamente contienen edades Cenozoicas (edades y referencias en la Tabla 2).

Las direcciones uniformes de la Magnetización Remanente Característica (CRM) para las rocas ígneas, para las rocas dentro de su aureola de metamorfismo termal, y para las rocas circundantes sin metamorfismo, pueden ser indicativas de una remagnetización generalizada en todas esas litologías (Butler, 1992).

El proceso de remagnetización de los sitios con edades de mayor antigüedad al Paleógeno (65.5 – 23.03 Ma), parece haber afectado a todas aquellas localidades con afloramientos de edad Precámbrica, Paleozoica y Mesozoica dentro de la aureola de

metamorfismo termal generada por los intrusivos del Paleógeno cuya temperatura alcanzó el punto Curie de los minerales magnéticos, o donde los fluidos hidrotermales precipitaron nuevas fases magnéticas. Por otra parte, la deformación tangencial aplicada sobre la secuencia sedimentaria marina debe haber propiciado la remagnetización de esa litología durante todo el proceso de plegamiento.

Aunado al muestreo de rocas precámbricas, paleozoicas y mesozoicas, se procuró incluir los intrusivos Paleógenos que pudieran haber remagnetizado a la secuencia afectada, sobre todo por metamorfismo termal.

8. 5. 1. Rocas ígneas plutónico-hipabisales y volcánicas de edad Paleógena (Paleoceno, Eoceno y Oligoceno)

De edad Paleogénica, en la región se efectuó el muestreo de 14 sitios con rocas ígneas. Al norte del lineamiento se obtuvieron 3 muestras paleomagnéticas de intrusivos (MF06, MF08 y MF09) y 7 de cuerpos volcánicos (MF07, MF10, MF11, MF12, MF13, MF14 y MF15). Al sur del lineamiento, en rocas ígneas intrusivas se colectaron 3 muestras (MF02, MF03 y MF22), mientras que de unidades volcánicas se tomó solo una (MF26).

En la Figura 8.10 se muestran los diagramas estereográficos de Lambert con las medias de Fisher y sus elipses de confianza (alfa 95) para los sitios de rocas ígneas del Paleógeno, considerando coordenadas geográficas y estratigráficas, así como las antípodas de polaridad inversa.

La edad radiométrica que presentan estas rocas ígneas (Tabla 2), oscila entre los 28 Ma (Sitio MF02) y 57.8 Ma (Sitio MF09).

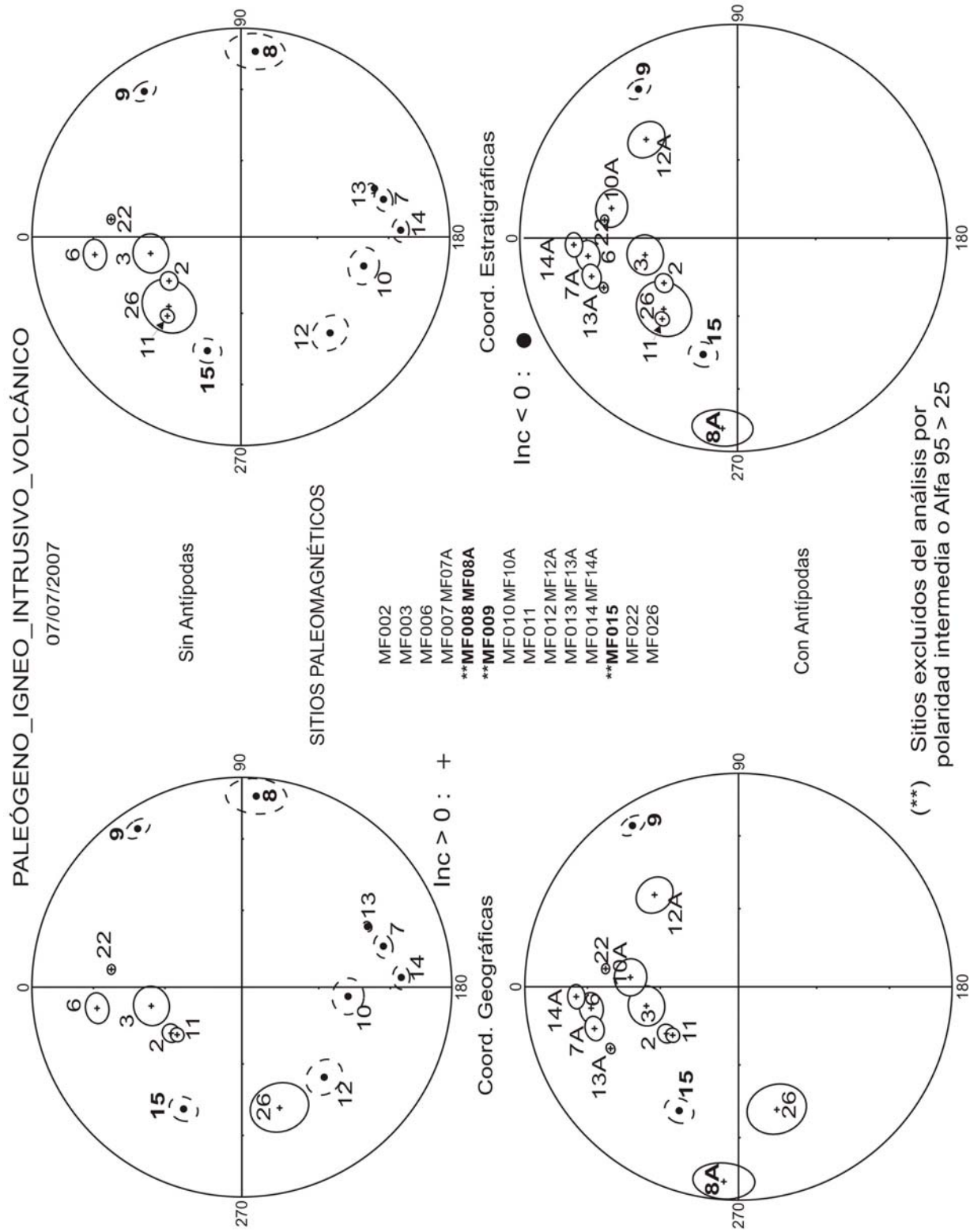


Figura 8. 10.- Proyección estereográfica de igual área, con las medias de sitio y sus intervalos de confianza del 95 % para la MRN de rocas ígneas plutónico-hipabisales y volcánicas del Paleógeno con rango de edad entre 57.8– 28 Ma. De los sitios con polaridad inversa, se muestran sus antipodas de polaridad normal.

8. 5. 2. Rocas Ígneas, Metamórficas y Sedimentarias de edades Proterozoica, Paleozoica, Mesozoica y Cenozoica

A este grupo se adscribieron 29 sitios, algunos de los cuales se ubican dentro del área de metamorfismo termal desarrollado por grandes intrusivos sepultados a profundidad (Figs. 8.1 y 8.2), y cuya manifestación en superficie dieron forma a estructuras dómicas como los domos de Magistral (Sitio MF01), Chihuahua (Sitio MF14), Olivos (Sitios MF24 y MF26), Roque-Amargosa (Sitio MF32), Plomosas-Carrizalillo-Chorreras (sitios MF23, MF34, MF35, MF36 y MF37), Los Filtros (sitios MF38 y MF39), y en otros casos a estructuras dómicas colapsadas como la Caldera de San Carlos (sitios MF04, MF05, MF16, MF17, MF18, MF19, MF20 y MF21). Algunos de los apófisis de estos intrusivos se han fechado radiométricamente (Tabla 2), cuyas edades se adscriben al Paleógeno (Paleoceno Medio y Oligoceno Temprano).

Aunque los intrusivos a profundidad son inferidos, su presencia se explica por los apófisis expuestos en superficie (Figs. 4.13, 4.18, 4.24, 6.8 y 6.10) y por la estructura dómica que se observa a través de imágenes de satélite (Figs. 4.24, 6.3 y 6.9), planos digitales de elevación (Figs. 4.15 y 4.19), cartas magnetométricas (Fig. 2.1), y mapas geológicos (Figs. 4.11, 4.12, 4.16, 4.20 y 6.10).

Entre las formaciones sedimentarias marinas que afloran en la región del Lineamiento Delicias-Mulato, se muestrearon 20 sitios paleomagnéticos (Tablas 4 y 5), de los cuales se desecharon 3 por su polaridad intermedia o alfa $95 > 25^\circ$, considerándose sólo 17 en el análisis. Entre estos, 7 (Sitios MF04, MF16, MF19, MF21, MF23, MF34 y MF39) se sitúan dentro del área de influencia de estructuras dómicas producidas por el empuje vertical de intrusivos sepultados a profundidad, los cuales generaron la aureola de

metamorfismo termal que se manifiesta dentro de la zona donde se ubican los sitios paleomagnéticos señalados. De los restantes 10 sitios paleomagnéticos (MF27, MF28, MF29, MF30, MF33, MF40, MF41, MF42, MF43 y MF44), no se cuenta con información de la edad de adquisición del magnetismo remanente natural (MRN). No obstante, indirectamente es posible inferir una probable edad relativa para el MRN, a discutirse mas adelante.

En la región de Valle de Olivos (Figs. 4.16, 8.1 y 8.2) aflora un cuello volcánico cinerítico de edad Neógena (7.58 Ma; Tabla 2), al que se practicó el sitio MF25. La información paleomagnética derivada de este sitio se cotejará con localidades de edad contemporánea estudiadas con anterioridad y que se cuenta con la información publicada (Ejem. Campo Volcánico de Camargo; Royo, et al., 2004).

Los resultados paleomagnéticos que se obtuvieron para los sitios anteriormente señalados, se exhiben en la Tabla 5. Aunque la media estadística se obtiene a partir de medias de sitio moderadamente dispersas, una gran mayoría presentan polaridad inversa. Por ello, se utilizaron sus antípodas para el cálculo de los parámetros paleomagnéticos de este grupo (Fig. 8.11).

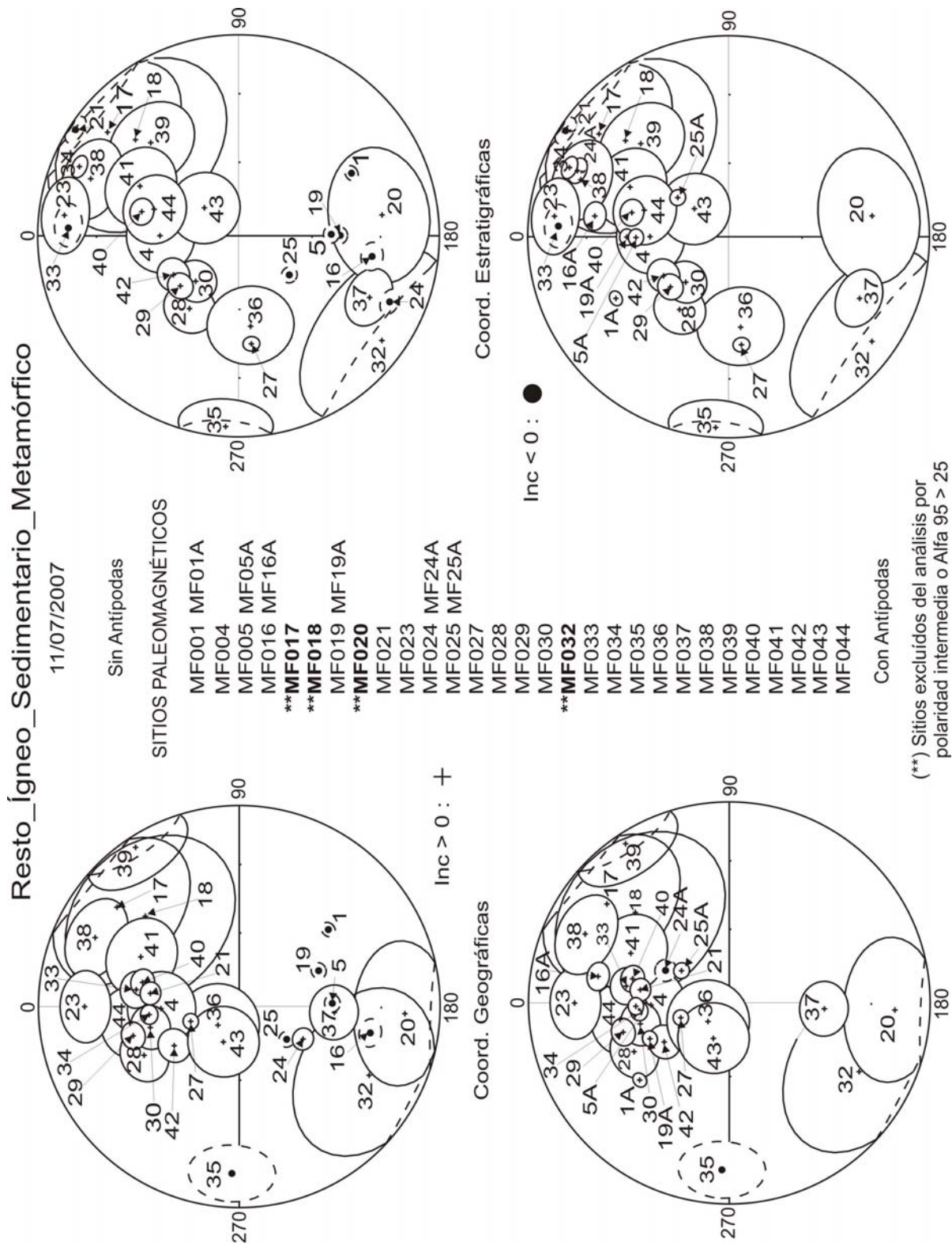


Figura 8. 11.- Estereograma de Lambert con las medias de sitios y sus conos de confianza correspondientes al 95% para las magnetizaciones en rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas, en coordenadas geográficas y estratigráficas, tanto de polaridad normal como inversa del Lineamiento Delicias-Mulato. Estas últimas graficadas a través de sus antípodas.

8. 5. 3. Descripción de sitios paleomagnéticos

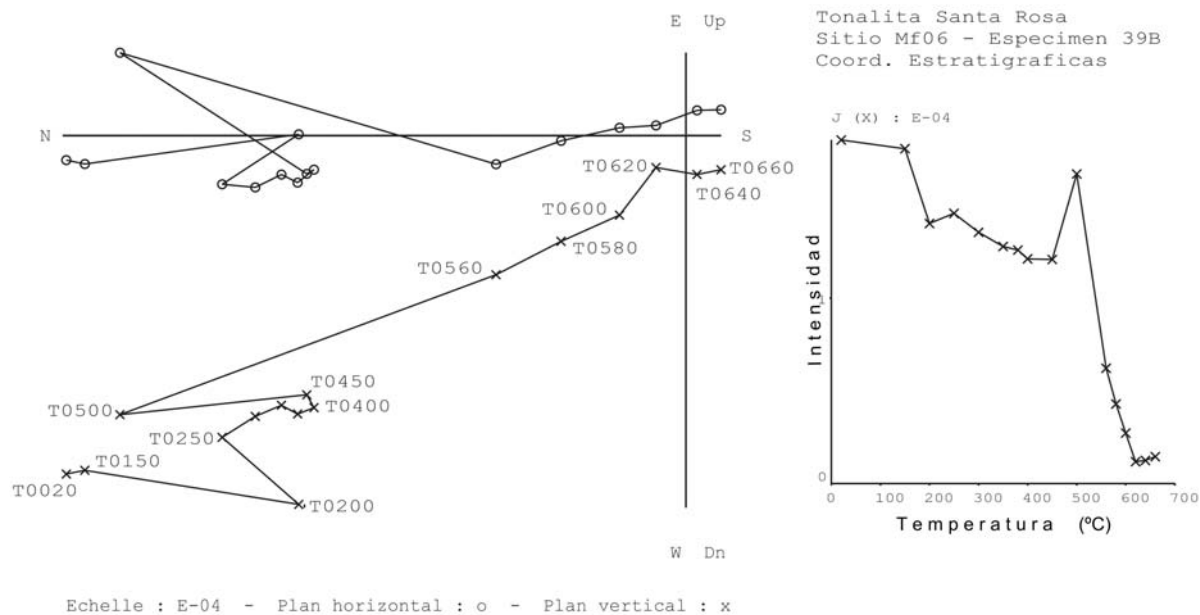
8.5.3.1 Sitios representativos con rocas ígneas intrusivas y volcánicas del Paleógeno.

Al occidente de la ciudad de Chihuahua en el sitio MF06 (Fig. 8.8; Apéndice C), practicado en el intrusivo Santa Rosa de composición tonalítica (Figs. 8.1 y 8.2), de textura holocristalina equigranular y de color gris claro a la fractura (INEGI, 1999), contiene una magnetización compleja con magnetizaciones secundarias aleatoriamente orientadas. Con temperatura de desbloqueo menor a los 200 °C se removió la componente secundaria de origen viscoso. El comportamiento de desmagnetización del intrusivo Santa Rosa muestra una sobreimpresión con temperatura de desbloqueo de la magnetización menor a 500 °C con trayectorias de desmagnetización no resueltas (Fig. 8.12a). Con un rango de temperatura de 500° a 620°C se logró aislar una componente considerada como la magnetización termoremanente característica (MRT) que muestra una dirección norte e inclinación positiva moderada (polaridad normal), La temperatura de desbloqueo alta sugiere que la termoremanencia de la roca ígnea intrusiva es portada por la hematita. La trayectoria de desmagnetización muestra un comportamiento inestable a temperatura mayor a los 620°C. No obstante, las direcciones medias del sitio presentan una declinación = 353.31°, inclinación = 32.72° y $\alpha_{95} = 5.3^\circ$.

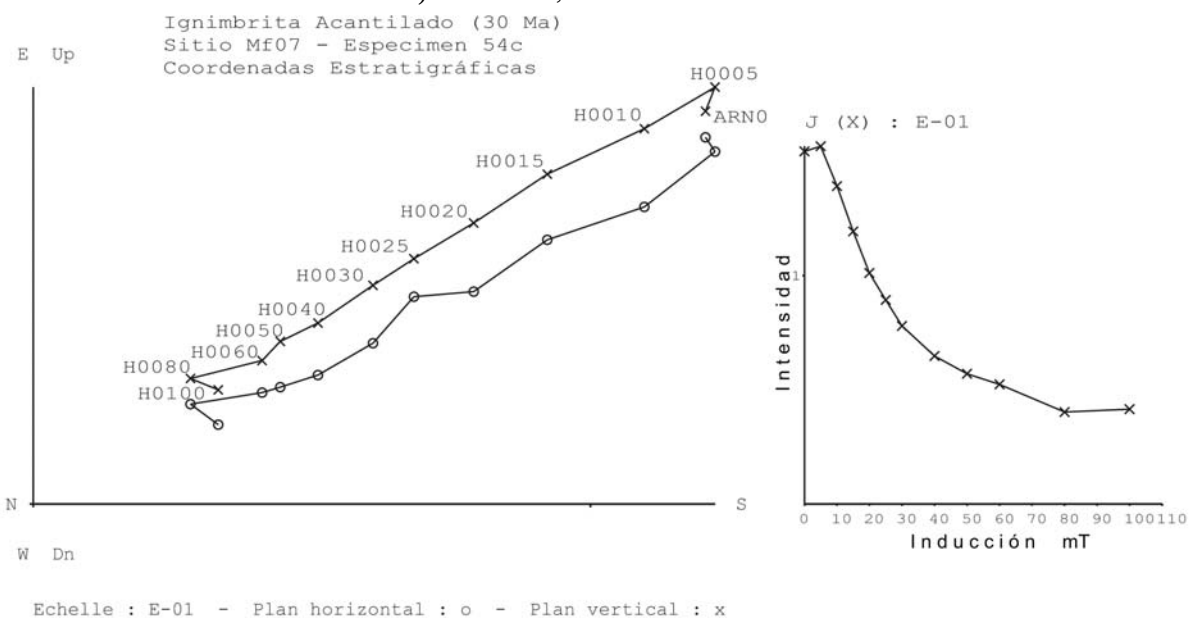
La Ignimbrita San Bernabé (Acantilado Tuff, sensus Mauger, 1983; Sitio MF07) se extiende por sobre toda la región occidental de la porción central de Chihuahua, presentando los espesores mas gruesos en torno al Intrusivo Santa Rosa. Mauger (1983) le asigna una edad de 30 Ma (Tabla 2). El sitio paleomagnético se ubica sobre el camino San Andrés – Sainapuchi del Municipio de Riva Palacio, próximo al Rancho Santa Rosa y dentro de la unidad de enfriamiento de máxima piroconsolidación (Figs. 8.1, 8.2 y 8.8). La

componente primaria característica de magnetización, aislada entre 10 y 80 mT, muestra un comportamiento estable, relativamente univectorial en dirección sureste, inclinación moderada negativa y con tendencia al origen. Esta magnetización termoremanente de polaridad inversa está sobreimpresa por una componente secundaria, fácilmente removida con menos de 10 mT. A inducciones mayores de 80 mT su comportamiento magnético se inestabiliza (Fig. 8.12b).

La Granodiorita Chorreras de 32.69 ± 10 Ma al sur del levantamiento de Carrizalillo (Figs. 6.3 y 6.8; Tabla 2), dentro de la cual está el sitio paleomagnético MF22, representa un pequeño apófisis de un cuerpo plutónico sepultado a profundidad que elevó a toda la secuencia sedimentaria en esta región centro-oriental del Estado de Chihuahua. El Precámbrico expuesto en la Sierra de Carrizalillo al norte de la Granodiorita Chorreras se ubica al centro del empuje (Fig. 6.3). El comportamiento de desmagnetización de este apófisis (Fig. 8.12c) es relativamente univectorial, logrando aislarse una componente paleomagnética estable con temperaturas de desbloqueo entre 300° y 600°C. Componentes secundarias relativamente pequeñas de origen probablemente viscoso, fueron removidas fácilmente aplicando entre 20° y 250°C. La magnetización termoremanente característica muestra una trayectoria de desmagnetización en dirección casi norte franco e inclinación moderada. Esta componente de magnetización primaria mas fuerte permaneció a 600°C, aunque no es concluyente si la magnetita o bien la hematita es la responsable de la magnetización.



a) Sitio MF06, Tonalita Santa Rosa

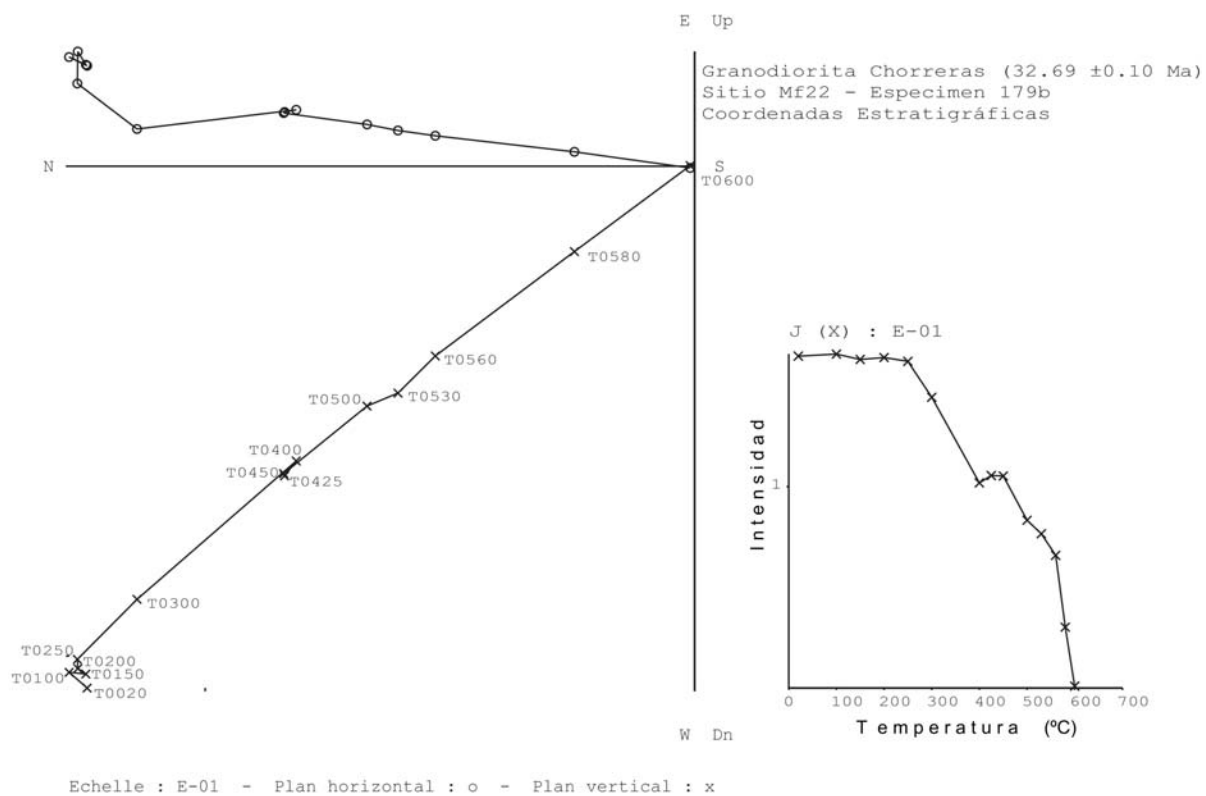


b) Sitio MF07, Ignimbrita San Bernabé

Figura 8. 12.- Diagrama de desmagnetización ortogonal de muestras recolectadas en sitios con magnetización característica adquirida en el Oligoceno Temprano. A) Intrusivo de composición tonalítica perteneciente a la estructura volcánica Santa Rosa (Apéndice F). b) Ignimbrita San Bernabé (Acantilado Tuff según Mauger, 1983). C) Apófisis granodiorítico que aflora al norte de Chorreras. D) Tronco San Carlos en Manuel Benavides. Las temperaturas son en grados Celsius y los campos magnéticos son en mT.

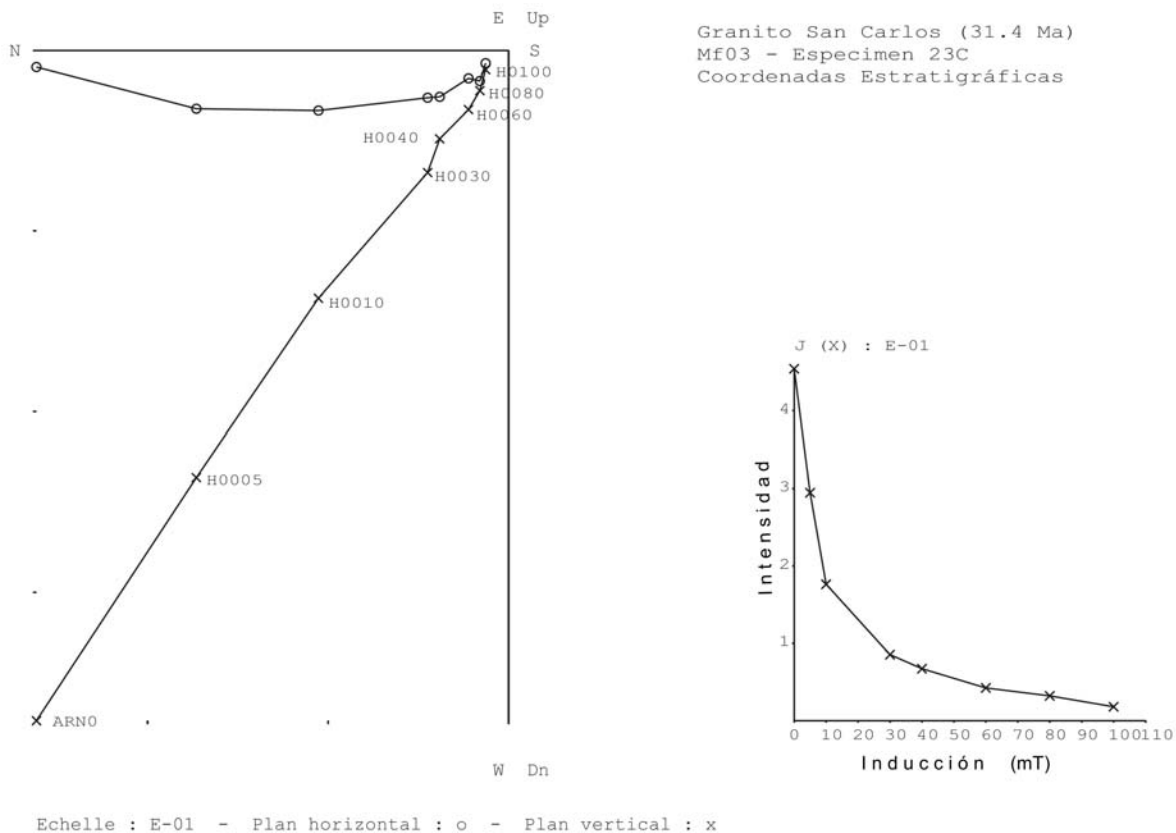
El sitio MF03 corresponde a un granito de 31.4 Ma que da forma a una estructura ígnea conocida como Tronco (Stock) San Carlos (Fig. 4.18), la cual se interpreta como un

apófisis del cuerpo plutónico que forma la Caldera de San Carlos en la región del Municipio de Manuel Benavides (Figs. 4.19 y 4.20; Chuchla, 1981). El diagrama de la Fig. 8.10d exhibe una trayectoria de desmagnetización que contiene una componente de baja coercividad y de probable origen viscoso, la cual es removida con inducciones menores de 60 mT. Una segunda componente considerada como la magnetización termoremanente característica se aísla entre 60 y 100 mT. Esta componente presenta una dirección nor.-noroeste e inclinación positiva moderada (polaridad normal).



c) Sitio MF22, Granodiorita Chorreras

Figura 8. 12.- (Continuación)



d) MF03, Granito San Carlos

Figura 8. 12.- (Continuación)

8. 5. 3.2. Sitios representativos con rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas del Proterozoico, Paleozoico, Mesozoico y Cenozoico.

El sitio MF01 se encuentra en el núcleo del Domo de Magistral (Fig. 8.7), dentro de un dique de composición riolítica que corta a las rocas sedimentarias de la base de la secuencia que subyace a la Formación Las Vigas, y cuya edad se desconoce, aunque McDowell y Mauger (1994) especulan sobre una posible edad Jurásica para estas rocas epiclásticas. Dado que aparentemente este dique riolítico no corta a la secuencia Neocomiana de la Formación Las Vigas y considerando que para el Jurásico no hubo actividad ígnea en esta parte de Norteamérica, se especula sobre una posible edad

Paleozoica (¿Pérmica?) para la secuencia sedimentaria en la base, y también de manera especulativa, se sugiere una posible edad Permo-Triásica para el dique riolítico. En la porción centro-sur del domo aflora un cuerpo ígneo intrusivo de composición granodiorítica, que se interpreta como un apófisis del plutón sepultado a profundidad, responsable de la estructura cómica de Magistral (Fig. 4.23, 4.24 y 4.25). El apófisis granodiorítico fechado radiométricamente en 59.3 Ma por el método de K/Ar (McDowell and Mauger, 1994), corta estratos de las formaciones Cuchillo y Aurora. La intensidad del metamorfismo termal aplicado a las areniscas de la Formación Las Vigas, las convierte en paracuarzitas en la región circundante a la granodiorita expuesta.

En el diagrama ortogonal de la Fig. 8.13a, el comportamiento de desmagnetización de la muestra MF01 representativo del sitio paleomagnético muestra la remoción de una componente considerada como viscosa por debajo de los 250°C.

Una segunda componente secundaria es aislada entre los 250° y 500°, considerándose de polaridad transicional. Una tercera sobreimpresión secundaria aislada entre los 500° y 580° C, se considera también de polaridad transicional

La magnetización aislada entre los 580° y 660°C, con tendencia al origen, dirección S-E e inclinación negativa moderada (polaridad inversa), se considera el magnetismo remanente característico del sitio (ChRM). La hematita es portadora de la remanencia para esta roca.

Las muestras del sitio MF38 se obtuvieron de un bloque tectónico alojado en sedimentos de margen continental tipo flysch de la Formación Rara (Plomosas) en la Sierra de Aldama (Figs. 8.1 y 8.2). La composición del bloque corresponde a un basalto anfibolitizado con una edad de 1.3 Ga (Blount, 1982; 1993). Por su ubicación se adscribe al radio de influencia de la aureola de metamorfismo termal del plutón Los Filtros de edad

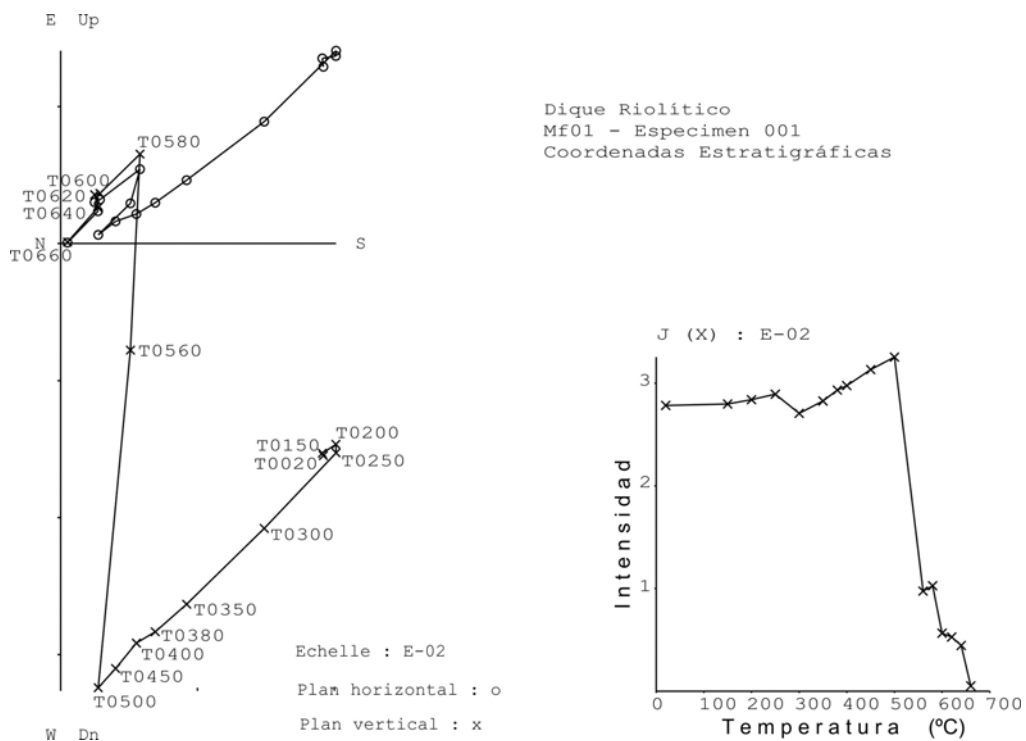
Paleocénica fechado por McDowell y Mauger (1994) (57.8 Ma). El sitio contiene una magnetización termoremanente característica de moderada coercividad con tendencia al origen (Fig. 8.13b). Una componente de probable origen viscoso es removida fácilmente a inducciones menores de 9 mT. Otra componente secundaria es aislada entre 9 y 30 mT.

El sitio MF39 se ubica dentro de un bloque tectónico compuesto por estratos de caliza con fusulínidos de edad Pérmica. En la localidad de Rancho Nuevo de la Sierra de Aldama se observan dos bloques tectónicos de estas características embebidos en la Formación Rara. Al igual que el sitio MF38, éste se ubica en la proximidad del intrusivo Los Filtros del Paleoceno. El comportamiento de la trayectoria de desmagnetización del sitio se observa en la Fig. 8.13c, donde una componente pequeña de probable origen viscoso fue removida por desmagnetización termal. Componentes magnéticas inestables fueron borradas al alcanzar los 325°C. Finalmente se aisló la componente considerada como la magnetización remanente característica del sitio, entre los 400 y 450 °C.

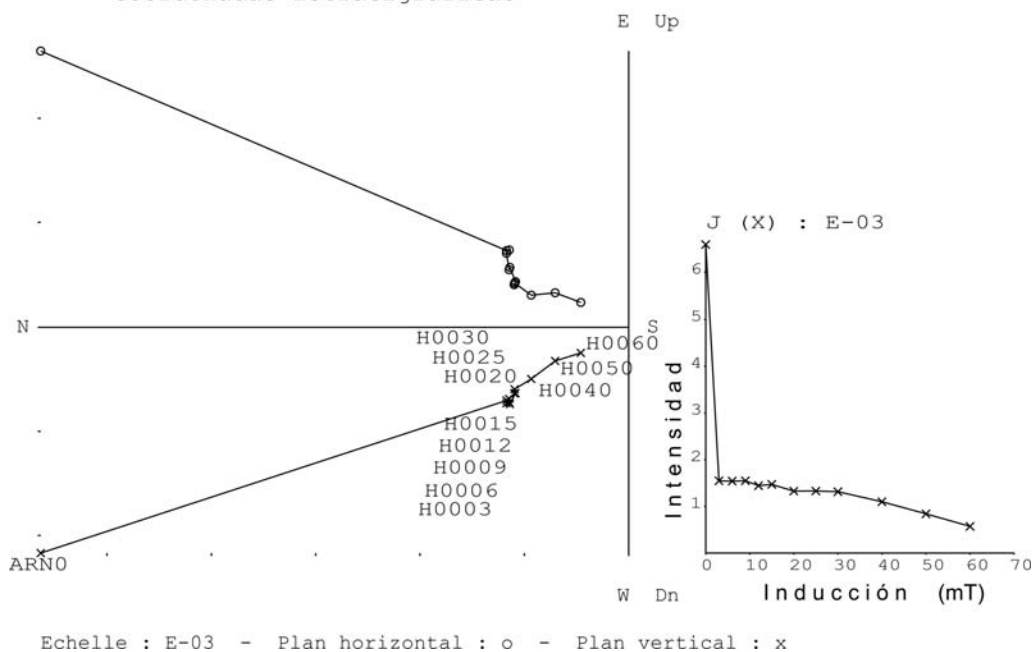
El sitio MF04 se encuentra en una secuencia tipo flysch, fuertemente deformada y bajo una discordancia angular sobre la que descansa el conglomerado basal de la Formación Las Vigas. La deformación de esta secuencia es difícil de apreciar, dado que se encuentra en contacto con el intrusivo granítico del Tronco San Carlos de 31.4 Ma en Manuel Benavides, el cual aplica un fuerte metamorfismo termal que a simple vista homogeneiza la textura de la roca. De esta roca de margen continental se obtuvieron muestras paleomagnéticas, en donde la Fig. 8.13d es representativa del sitio MF04. Las componentes de magnetización remanente viscosa fueron eliminadas en los pasos de baja temperatura hasta 200°C. Comportamientos erráticos direccionales de la trayectoria de desmagnetización se observaron entre los 225 y 325°C. Una componente de magnetización considerada como termoremanente característica fue aislada entre los 375 y 425 °C.

El sitio MF05 se ubica en el núcleo del Domo de San Carlos, estructura ígnea en forma de media luna que se desarrolló a lo largo de una de las fracturas anulares de la Caldera San Carlos (Figs. 4.18, 4.19, 4.20, 4.21 y 4.22; Chuchla, 1981; Franco-Rubio, 1983). La roca del sitio paleomagnético corresponde a una dolerita o diabasa de composición máfica interestratificada en la Formación Las Vigas. Las relaciones con la roca huésped (Formación Las Vigas) son difíciles de señalar por el metamorfismo termal del intrusivo granítico San Carlos que se observa cortando a la dolerita (Immitt, 1981), por lo que su edad precede los 31.4 Ma del granito (Tabla 2). En el proceso de desmagnetización (Fig. 8.13e), las componentes del magnetismo remanente viscoso se borraron a inducciones menores a 10 mT, aislándose trayectorias lineales estables entre 10 y 100 mT, identificadas como la magnetización termoremanente característica del sitio para una edad Oligocénica Temprana. Para el espécimen representativo del sitio MF05, esta magnetización tiene una dirección totalmente meridional e inclinación moderada negativa (polaridad inversa).

El sitio MF14 se encuentra en una roca ignimbrítica de composición riolítica que aflora en el extremo meridional de la Sierra de Nombre de Dios, sobre la vega oriental del Río Chuvíscar (Figs. 4.6, 8.1 y 8.2). Por sus características, la ignimbrita es similar a la Formación Mesa descrita por Alba y Chávez (1974), Formación Ranchería descrita por Mauger (1983), y Unidad Tv-5 descrita por Capps (1981). Estructuralmente, conforma un domo elevado por el empuje de un intrusivo sepultado a profundidad de probable edad Paleógena, con apófisis granodioríticos en Cerro Los Leones (Sitio MF08), Cerro Santa Rosa y Sierra Nombre de Dios (Fig. 4.6).

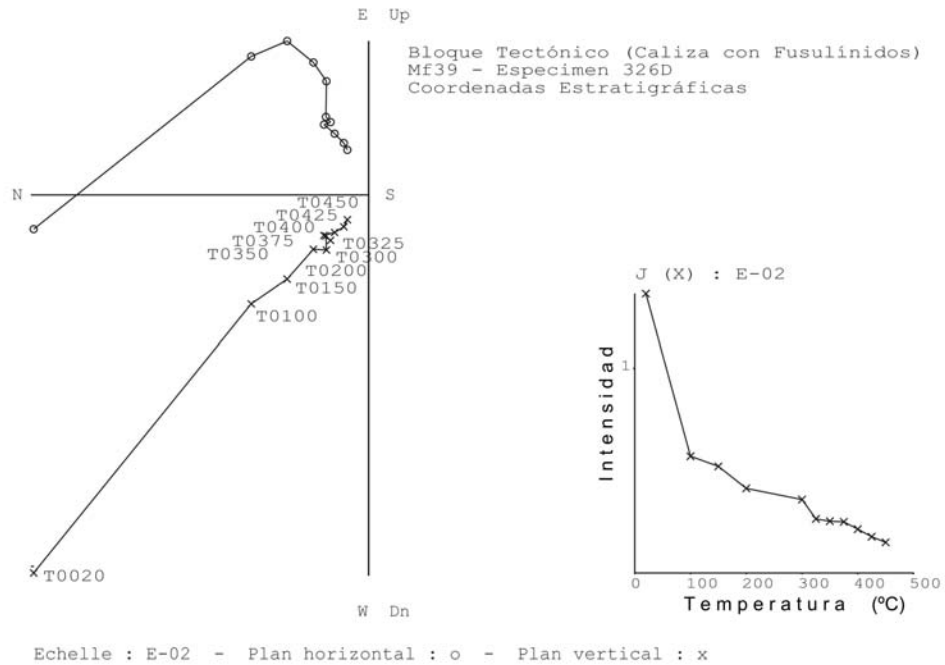


a) MF01, Dique Riolítico
Anfibolita Los Filtros (Proterozoico Medio)
Mf38 - Especimen 314B
Coordenadas Estratigráficas

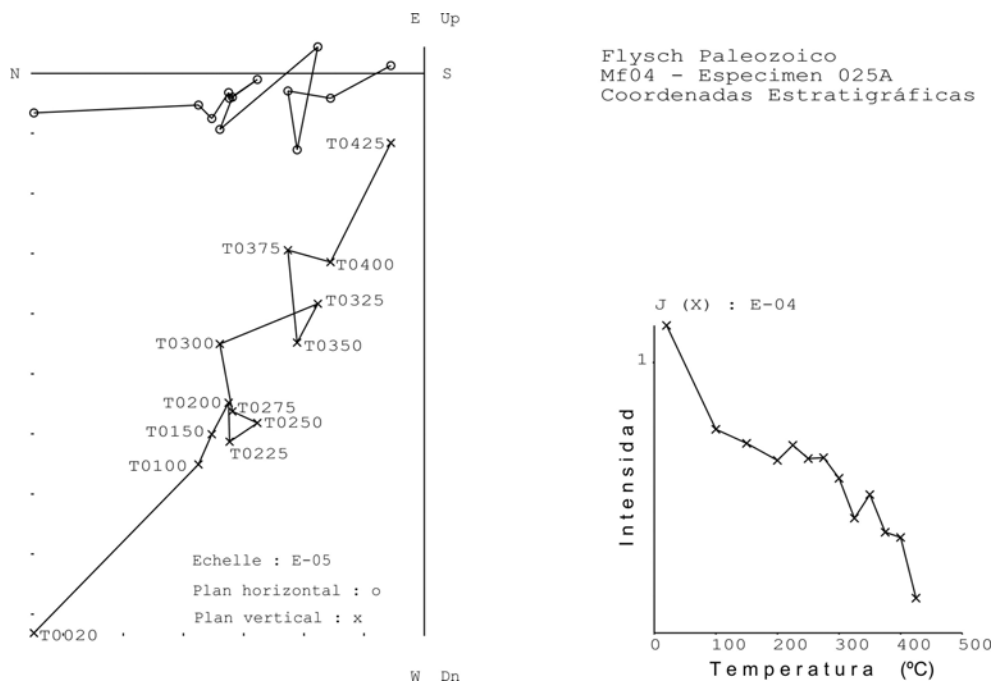


b) MF38, Anfibolita 1.3 Ga

Figura 8. 13.- Ejemplos típicos de desmagnetización progresiva térmica y por campos alternos para las rocas remagnetizadas durante el Paleoceno y Oligoceno temprano.

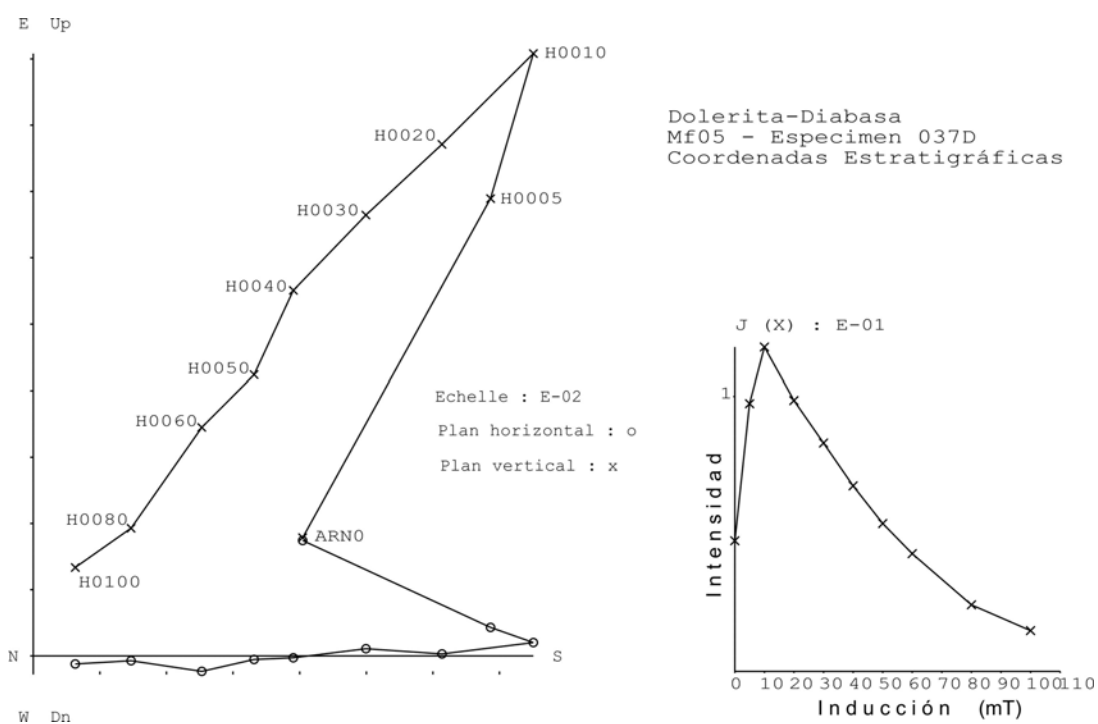


c) MF39, Caliza con fusulinidos

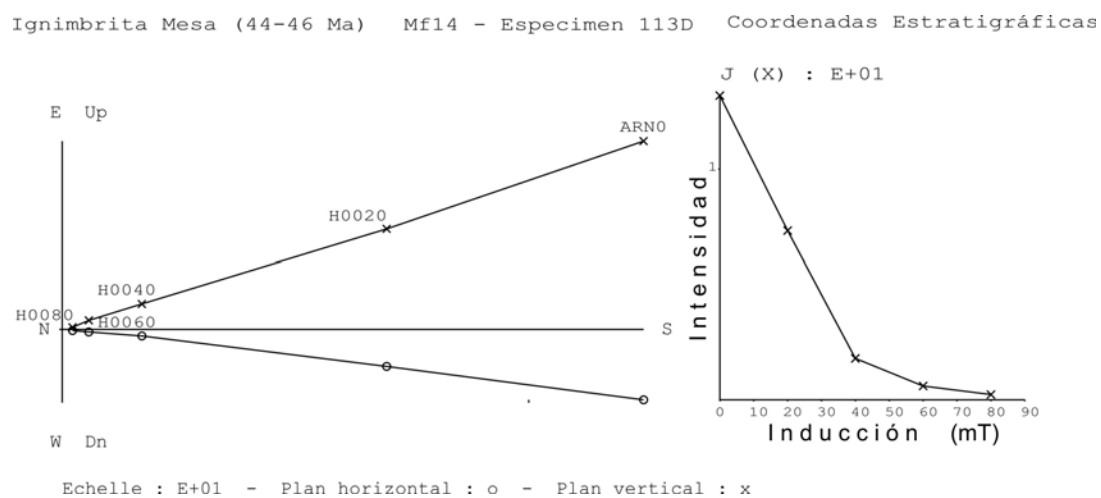


d) MF04, Flysch Paleozoico

Figura 8. 13.- (Continuación)



e) MF05, Dolerita-Diabasa



f) MF14, Ignimbrita Mesa

Figura 8. 13.- (Continuación)

Posteriormente, el bloque “Sierra Nombre de Dios – Valle El Mimbres” (Fig. 4.6) desarrolló un movimiento basculante de 2.38° de inclinación hacia el N65°E por un proceso tectónico de extensión, entre los que se encuentra la distensión del Mar de Cortés.

Es notorio el fracturamiento y fuerte alteración hidrotermal que decolora la roca originalmente rojo oscuro a un rosa claro. La desmagnetización del espécimen 113D representativo del sitio MF14 (Fig. 8.13f), muestra una trayectoria estable con tendencia al origen, aparentemente falto de la componente viscosa ubicua en las muestras anteriormente descritas. A menos que el intervalo inicial en la trayectoria de desmagnetización sea paralela a la componente aislada entre 0 y 80 mT, se considera ésta como la magnetización termoremanente característica para el espécimen, con una dirección Sur-Suroeste e inclinación moderada a somera negativa (polaridad inversa).

El sitio MF30 se muestreó en estratos de la Formación Coyame del Albiano Inferior sobre la margen sur del arroyo El Pedregoso de la Sierra de Chorreras, Municipio de Aldama, Chihuahua (Fig. 6.8). Esta formación se caracteriza por presentar estratos medianos a gruesos de color gris claro. En la Fig. 8.14 se observa el diagrama ortogonal que muestra una trayectoria de desmagnetización en la que una componente considerada como magnetización remanente viscosa es removida con inducciones menores a 9 mT. Una segunda componente sobreimpresa es aislada entre 9 y 50 mT.

A inducciones mayores entre 60 y 100 mT se tiene la componente de magnetización remanente característica con una dirección N-W e inclinación moderada positiva (polaridad normal)

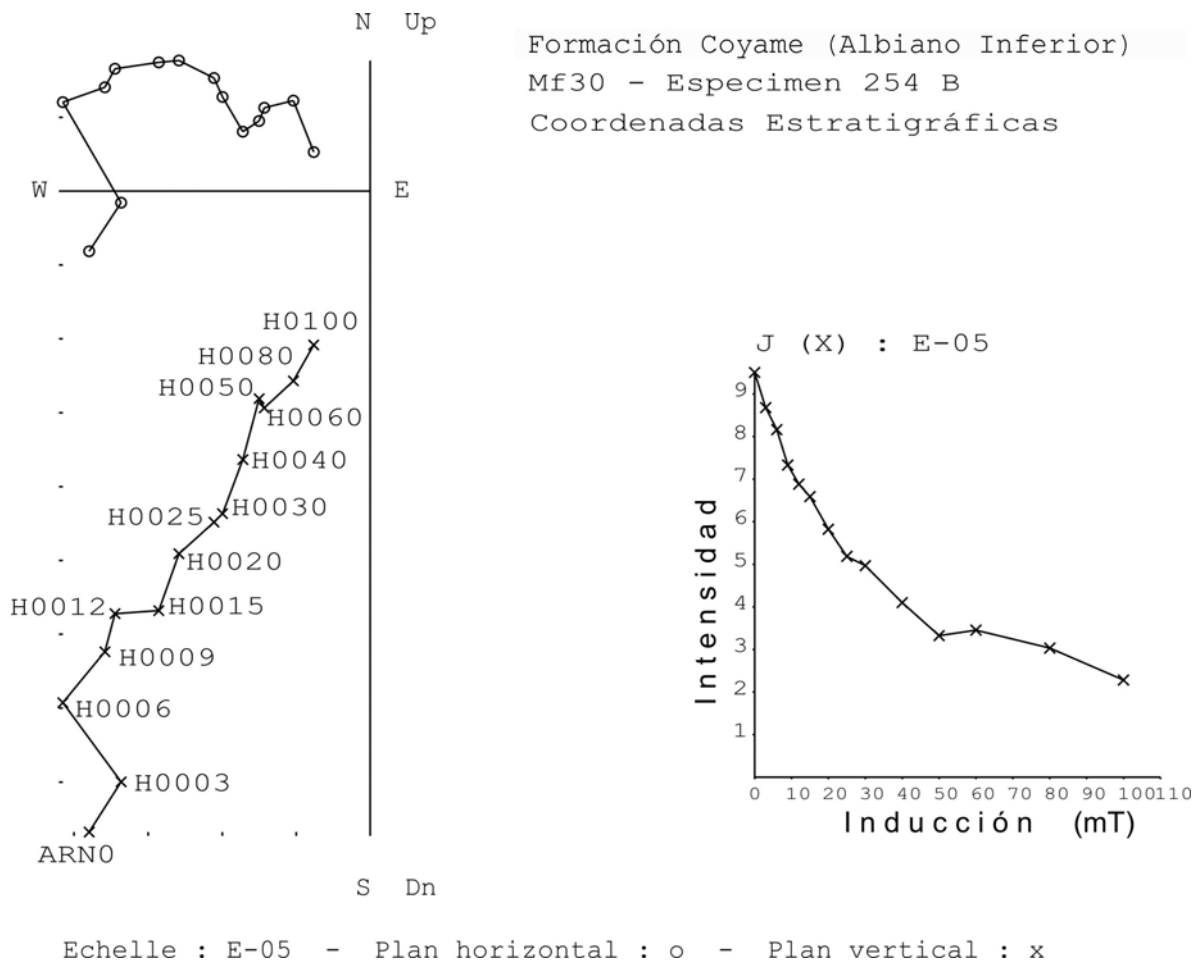


Figura 8. 14.- Diagrama de desmagnetización ortogonal para rocas sedimentarias marinas carbonatadas de edad Albiana (en coordenadas estratigráficas). La muestra correspondiente al Sitio MF30 de la Formación Coyame del Albiano estuvo sujeta a desmagnetización termal y por campos alternos.

En la Fig. 8.15 se muestra la trayectoria de desmagnetización de una muestra representativa del sitio MF25, donde es removida una componente de magnetización remanente considerada como viscosa con inducciones menores a 20 mT, que muestra una dirección noroeste e inclinación positiva moderada. Aislada entre 20 y 100 mT se presenta una segunda componente que se considera la magnetización termoremanente característica para el sitio, definida como “Magnetización 4” del Mioceno Tardío (Tabla 5). Esta

magnetización tiene una dirección suroeste con inclinación negativa moderada a fuerte (polaridad inversa), con tendencia al origen.

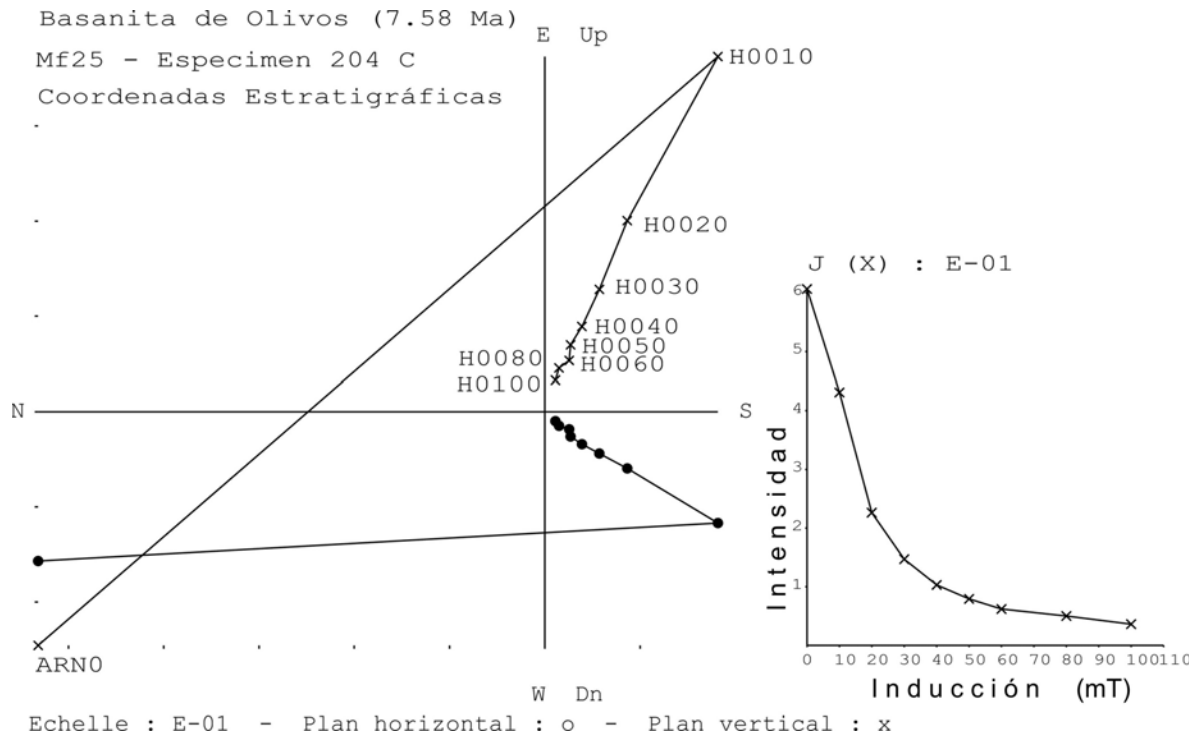


Figura 8. 15.- Diagrama ortogonal de una muestra representativa del Sitio MF25, donde se muestra la trayectoria de desmagnetización del espécimen 204c.

8. 6. Interpretación paleomagnética

De los 43 sitios paleomagnéticos que se muestrearon en la región del Lineamiento Delicias – Mulato, los que se adscriben al magmatismo y vulcanismo Paleogénico (Fig. 8.10) permiten considerarlos como un grupo de características paleomagnéticas similares importantes para su descripción e interpretación por separado. Otro grupo también de características importantes lo constituyen los sitios muestreados en rocas sedimentarias del Cretácico Inferior. El resto está conformado por una gama de sitios paleomagnéticos con diferentes edades, como los grupos de rocas del Paleozoico Tardío, del Proterozoico Medio y de Valle de Olivos (Fig. 8.11). Para las interpretaciones se calcularon direcciones medias y paleopolos para las distintas edades de magnetización y/o remagnetización de las rocas.

8. 6. 1. Rocas Ígneas del Paleógeno

Dentro del grupo de sitios paleomagnéticos que se interpreta adquirieron su magnetismo remanente natural (MRN) durante la consolidación de los diferentes cuerpos ígneos en el Paleógeno, se encuentran 10 sitios con las siguientes características paleomagnéticas de la dirección media de Fisher:

a) Direcciones con polaridad normal (Coord. Geográficas)

Declinación = 346.5° , Inclinação = 48.7° , Alfa (95%) = 16.7° , $k = 21.954$, $n = 5$

b) Direcciones con polaridad inversa (Coord. Geográficas)

Declinación = 179.3° , Inclinação = -38.3° , Alfa (95%) = 23.3° , $k = 11.705$, $n = 5$

c) Todas las direcciones convertidas a polaridad normal (Coord. Geográficas)

Declinación = 353.3° , Inclinação = 43.8° , Alfa (95%) = 12.8° , $k = 15.160$, $n = 10$

a) Direcciones con polaridad normal (Coord. Estratigráficas)

Declinación = 344.3° , Inclinação = 46.7° , Alfa (95%) = 18.2° , $k = 18.682$, $n = 5$

b) Direcciones con polaridad inversa (Coord. Estratigráficas)

Declinación = 183.2° , Inclinação = -35.3° , Alfa (95%) = 22.2° , $k = 12.793$, $n = 5$

c) Todas las direcciones convertidas a polaridad normal (Coord. Estratigráficas)

Declinación = 354.5° , Inclinação = 41.5° , Alfa (95%) = 13.4° , $k = 13.924$, $n = 10$

Con el propósito de diagnosticar la correspondencia entre las dos poblaciones de edad Paleogénica (una con polaridad normal y la otra inversa), que pudieran o no ser afines entre sí, en paleomagnetismo se lleva a cabo una prueba aplicada a las dos modas cuyas medias inicialmente se desconoce si son o no comunes (McFadden y McElhinny, 1990).

Para este caso, se presentan los dos grupos de sitios paleomagnéticos con polaridades normal e inversa que se supone fueron contemporáneos en la adquisición de la magnetización remanente natural.

Si los intervalos de confianza para las medias de los sitios de polaridad normal y las antípodas de polaridad inversa se traslapan (Fig. 8.9 A y B), ello sugiere que las dos medias son indistinguibles en el nivel del 95 % de confianza. Existen varias etapas para la prueba.

a) Si se tienen 5 o mas sitios en ambos juegos de observaciones, y los valores de precisión de Fisher son estadísticamente iguales, entonces usamos la prueba de McFadden & Lowes (1981).

b) Si se tienen 5 o mas sitios, pero los valores de precisión no son estadísticamente iguales, entonces usamos la prueba de simulación de las distribuciones.

c) Si uno de los juegos solo tiene un sitio, entonces usamos la prueba de observación aislada (y asumimos que la dispersión es la misma)

d) Si se tienen menos de 5 sitios, pero mas de uno en cada juego de observaciones, entonces usamos la prueba de simulación (i.e. se asume que la dispersión es la misma)

De lo anterior, también es posible distinguir si un solo punto es significativamente diferente a partir de la media de Fisher con la dispersión especificada.

La clasificación que resulta de la prueba de las inversiones se basa en el ángulo (G_c) entre los dos vectores, la cual se muestra como:

Ra, prueba de las inversiones positiva con $G_c \leq 5$

Rb, prueba de las inversiones positiva con $5 < G_c \leq 10$

Rc, prueba de las inversiones positiva con $10 < G_c \leq 20$

Ro, prueba de las inversiones indeterminada con $G_c > 20$

R-, prueba de las inversiones negativa (i.e. direcciones desiguales al 95% del intervalo de confianza).

Se aplica la “i” (Rai, Rbi, Rci) si una polaridad se basa en una sola observación. En la gráfica también se muestra el tipo de prueba de acuerdo a los datos involucrados.

8. 6. 1. 1. Prueba de las inversiones de polaridad con 10 sitios, en coordenadas:

Geográficas

Clasificación	Gamma observado	Gamma crítico	Tipo de prueba
Rc	13.9	25.9	K común, McFadden & Lowes (1981)

Estratigráficas

Clasificación	Gamma observado	Gamma crítico	Tipo de prueba
Rc	18.2	26.0	K común, McFadden & Lowes (1981)

Con 10 sitios considerados, la prueba de las inversiones de polaridad es positiva con $10 < G_c \leq 20$ en ambas coordenadas, para los datos pertenecientes a los sitios de intrusivos y volcánicos del Paleógeno del Lineamiento Delicias-Mulato.

De la Fig. 8.10 en coordenadas estratigráficas y utilizando las antípodas de polaridad inversa, se muestra una dispersión de puntos en el diagrama estereográfico de

Lambert, que requiere la identificación de las direcciones (o puntos) de la remanencia característica que no son consistentes en dirección con la dirección media del modelo paramétrico de Fisher dentro del grupo de datos involucrados. Estos puntos atípicos (outliers) pueden estar presentes por varias razones, y a través de la “Prueba de la discordancia de observaciones atípicas (Outlier discordancy test)” se intenta la identificación de los puntos que son atípicos al modelo paramétrico de los datos.

Para las medias de sitio del Período Paleógeno, el tipo de modelo paramétrico que mejor describe los datos, el Modelo de Fisher, se utiliza para el manejo de datos unimodales, es decir, direcciones de remanencia de una sola polaridad, mientras que el Modelo de Watson bi-polar es útil para las direcciones de remanencia de polaridad doble. El método usado para cada uno de los modelos paramétricos es el de la “observación sencilla (single observation)” detallado en Fisher et al. (1987).

8. 6. 1. 2. Prueba de la discordancia de observaciones atípicas en coordenadas:

Geográficas

Prueba de la discordancia de observaciones atípicas (Outlier discordancy test): para los sitios de edad Paleógena en coordenadas geográficas.

Modelo de Watson bi-polar: aceptación de ajuste (95% de probabilidad)

Modelo paramétrico usado: Watson bi-polar

Puntos clasificados como discordantes (70% de probabilidad de exclusión) son:

Punto	Declinación	Inclinación	Probabilidad	Estadística
MF-12	227.6	-41.3	82.7%	5.285

Estratigráficas

Prueba de la discordancia de observaciones atípicas (Outlier discordancy test): para los sitios de edad Paleógena en coordenadas estratigráficas.

Modelo de Watson bi-polar: aceptación de ajuste (95% de probabilidad)

Modelo paramétrico usado: Watson bi-polar

Puntos clasificados como discordantes (70% de probabilidad de exclusión) son:

Punto	Declinación	Inclinación	Probabilidad	Estadística
MF-12	227.0	-37.0	78.9%	4.960

En base al análisis anterior que excluye el punto MF-12, volvemos a obtener las medias estadísticas de Fisher del grupo de sitios con edad Paleógena, pero ahora considerando los 9 sitios paleomagnéticos restantes (Fig. 8.16).

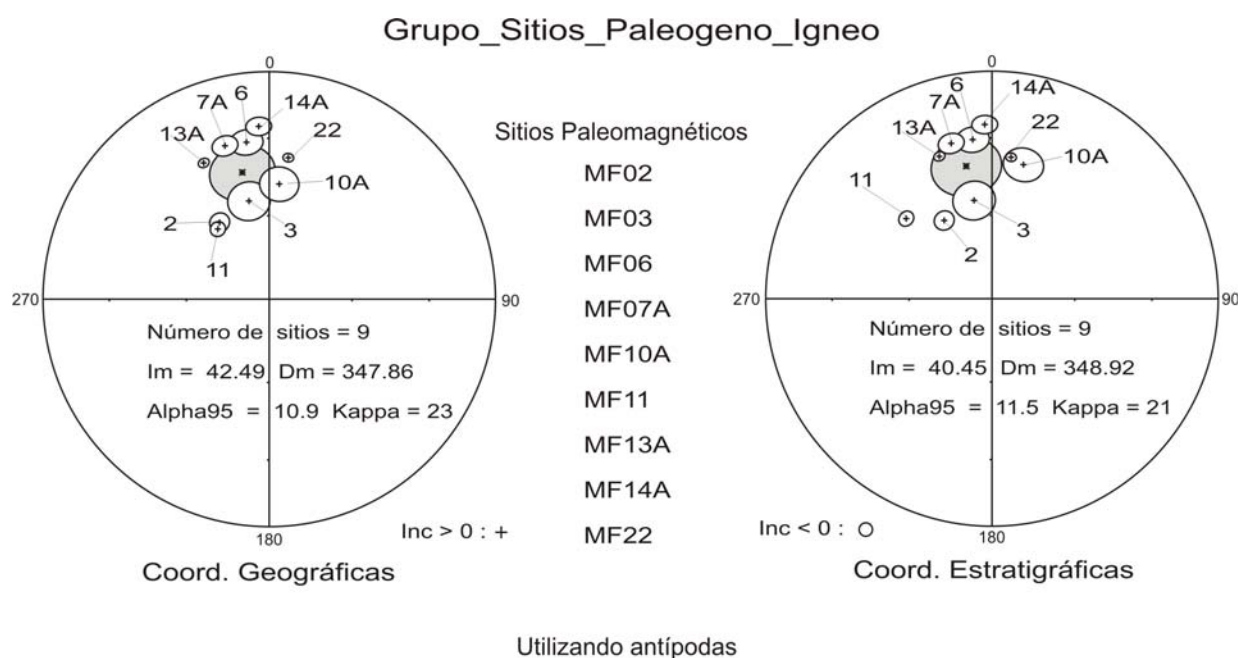


Figura 8. 16.- Proyección sobre la red estereográfica de igual área de Lambert, mostrando las direcciones medias y elipses de confianza del 95% correspondientes a la magnetización característica aislada en rocas ígneas de edad Paleogénica de 9 sitios paleomagnéticos al norte y sur del Lineamiento Delicias-Mulato. Se muestra la media estadística de Fisher asociada de los sitios de polaridad normal y antípodas de polaridad inversa (símbolo mayor y región de confianza del 95% en color gris).

a) Direcciones con polaridad normal (Coord. Geográficas)

Declinación = 346.5° , Inclinación = 48.7° , Alfa (95%)= 16.7° , $k = 21.954$, $n = 5$

b) Direcciones con polaridad inversa (Coord. Geográficas)

Declinación = 169.2° , Inclinación = -34.8° , Alfa (95%) = 16.8° , $k = 30.911$, $n = 4$

c) Todas las direcciones convertidas a polaridad normal (Coord. Geográficas)

Declinación = 347.8° , Inclinación = 42.5° , Alfa (95%) = 10.9° , $k = 23.267$, $n = 9$

a) Direcciones con polaridad normal (Coord. Estratigráficas)

Declinación = 344.3° , Inclinación = 46.7° , Alfa (95%) = 18.2° , $k = 18.68$, $n = 5$

b) Direcciones con polaridad inversa (Coord. Estratigráficas)

Declinación = 173.5° , Inclinación = -32.5° , Alfa (95%) = 15.9° , $k = 34.54$, $n = 4$

c) Todas las direcciones convertidas a polaridad normal (Coord. Estratigráficas)

Declinación = 348.9° , Inclinación = 40.4° , Alfa (95%) = 11.5° , $k = 20.85$, $n = 9$

Asimismo, se lleva a cabo de nuevo la prueba de las inversiones de polaridad, considerando los 9 sitios paleomagnéticos restantes.

8. 6. 1. 3. Prueba de las inversiones de polaridad con 9 sitios, en coordenadas:

Geográficas

Clasificación	Gamma observado	Gamma crítico	Tipo de prueba
Rc	14.0	24.2	Simulación de la distribución

Estratigráficas

Clasificación	Gamma observado	Gamma crítico	Tipo de prueba
Rc	15.90	25.0	Simulación de la distribución

De esta manera, la prueba de las inversiones de polaridad es positiva con $10 < G_c \leq 20$ para los datos pertenecientes a los sitios de intrusivos y volcánicos de edad Paleogénica del Lineamiento Delicias-Mulato.

8. 6. 1. 4. Polo Geomagnético Virtual para el Paleógeno Ígneo

Por no haberse producido evento magmático o compresivo en las inmediaciones de los sitios con litología de edad Paleógena, que pudieran remagnetizar a estas rocas entre los 27.5 Ma y el Reciente (McDowell and Mauger, 1994), y en base a la observación de las polaridades normal e inversa (Prueba de las inversiones) y prueba de discordancia de observaciones atípicas, se interpreta que la magnetización remanente característica (MRC) de los sitios poseen una magnetización remanente termal primaria (MRT) adquirida durante el emplazamiento de las volcánicas o enfriamiento de los plutones. Las edades de K-Ar para las rocas volcánicas (ignimbritas y andesitas basálticas) y los intrusivos (granitos y granodioritas), varían entre 57.8 y 28 Ma (Tabla 2), indicando el rango de edad para la magnetización adquirida por este grupo al que denominaremos Magnetización-1 (M-1).

La componente característica interpretada como MRT produce una dirección paleomagnética media en coordenadas geográficas con Declinación = 347.86° , Inclinación = 42.49° , Alfa (95%) = 10.90° , $k = 23.27$, $n = 9$ (Fig. 8.16). Esta dirección media del grupo de 9 sitios con rocas ígneas del Paleógeno presenta una ubicación geográfica media de Longitud = 254.3° y Latitud = 28.8° , y produce un Polo Geomagnético Virtual con Latitud = 78.30° , Longitud = 146.10° , Alfa (95%) = 10.9° y $n = 9$, y en coordenadas estratigráficas con Declinación = 348.9° , Inclinación = 40.4° , Alfa (95%) = 11.5° , $k = 20.85$, $n = 9$ (Fig. 8.16). Esta dirección media del grupo de 9 sitios con rocas ígneas del Paleógeno presenta una ubicación geográfica media de Longitud = 254.3° y Latitud = 28.8° , y produce un Polo Geomagnético Virtual con Latitud = 78.50° , Longitud = 136.90° , Alfa (95%) = 11.5° y $n = 9$. Al cotejarlo con los polos de referencia del Paleógeno, se observa una proximidad

importante con el Polo de Referencia del Eoceno Medio (45 Ma) del que se obtiene una Longitud = 167.9° , Latitud = 79.6° , Alfa (95%) = 5.2, $k = 73.5$ y $n = 12$ (Fig. 8.17).

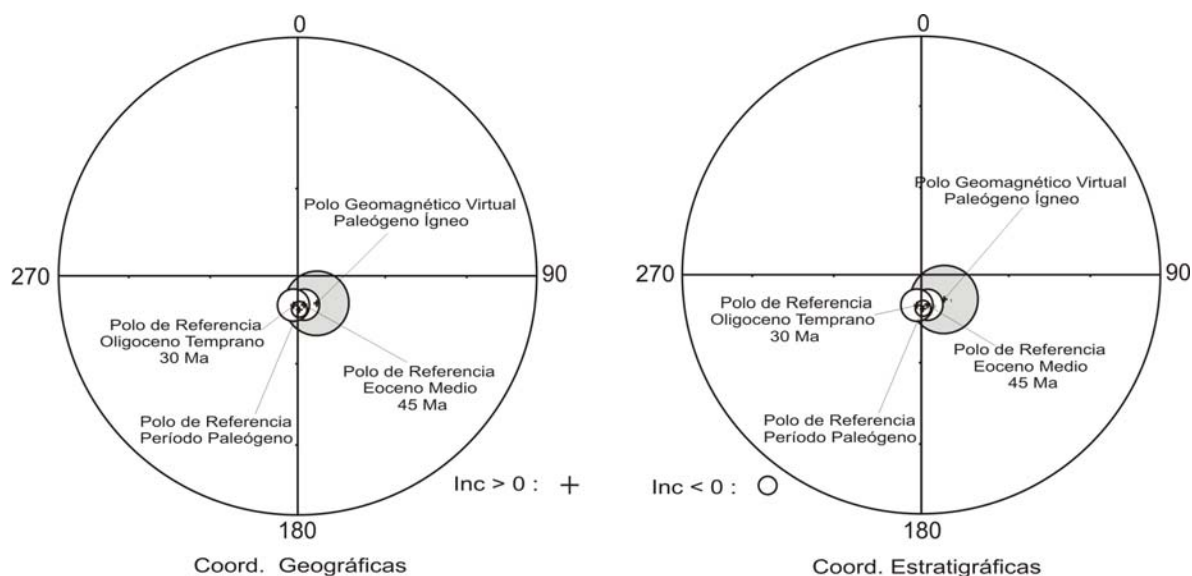


Figura 8. 17.- Posición de los polos de Referencia del Oligoceno Temprano (30 Ma), del Eoceno Medio (45 Ma) y del Período Paleógeno de Besse y Courtillot (2002), además del Polo Geomagnético Virtual (VGP) para el Paleógeno ígneo.

8. 6. 2. Rocas sedimentarias del Cretácico Inferior

Dentro de este grupo de sitios paleomagnéticos, se consideran a todos aquellos (13) que pertenecen a las rocas sedimentarias de origen marino con edades del Cretácico Inferior (Neocomiano – Albiano Medio). Los sitios paleomagnéticos (Figs. 8.1 y 8.2), se ubican tanto al norte del lineamiento (7), en las localidades de Sierra de Chorreras (MF23), Cañón de Navarrete (MF33), Sierra de Gómez (MF40), Sierra del Morrión (MF41), Sierra de Lobos (MF42), Sierra del Fortín (MF43) y Sierra de Nombre de Dios (MF44), como al sur del lineamiento (6), en las localidades de Sierra de Manuel Benavides (MF16, MF19 y MF21), Sierra de Chorreras (MF28, MF29 y MF30). La litología de los sitios está representada por las formaciones Las Vigas, Coyame, Glen Rose, Edwards y Georgetown.

Entre las características paleomagnéticas de la dirección media de Fisher que presentan los 13 sitios con litología sedimentaria del Cretácico Inferior, las desglosamos en coordenadas geográficas y estratigráficas (Fig. 8.18).

En coordenadas geográficas:

a) Direcciones con polaridad normal

Declinación = 354.9° , Inclinación = 50.7° , alfa (95%) = 10.6° , $k = 19.64$, $n = 11$

b) Direcciones con polaridad inversa

$n = 2$ (No suficientes para la estadística de Fisher)

c) Todas las direcciones convertidas a polaridad normal

Declinación = 355.2° , Inclinación = 49.9° , Alfa (95%) = 9.5° , $k = 20.16$, $n = 13$

En coordenadas estratigráficas:

a) Direcciones con polaridad normal

Declinación = 1.5° , Inclinación = 46.0° , alfa (95%) = 22.2° , $k = 5.20$, $n = 11$

b) Direcciones con polaridad inversa

$n = 2$ (No suficientes para la estadística de Fisher)

c) Todas las direcciones convertidas a polaridad normal

Declinación = 2.1° , Inclinación = 45.1° , Alfa (95%) = 18.2° , $k = 6.5$, $n = 13$

Con el propósito de diagnosticar la correspondencia entre las dos poblaciones del Cretácico Inferior (una con polaridad normal y la otra inversa), que pudieran o no ser afines entre sí, efectuamos la prueba de las inversiones de polaridad aplicada a las dos modas

cuyas medias inicialmente se desconoce si son o no comunes (McFadden y McElhinny, 1990).

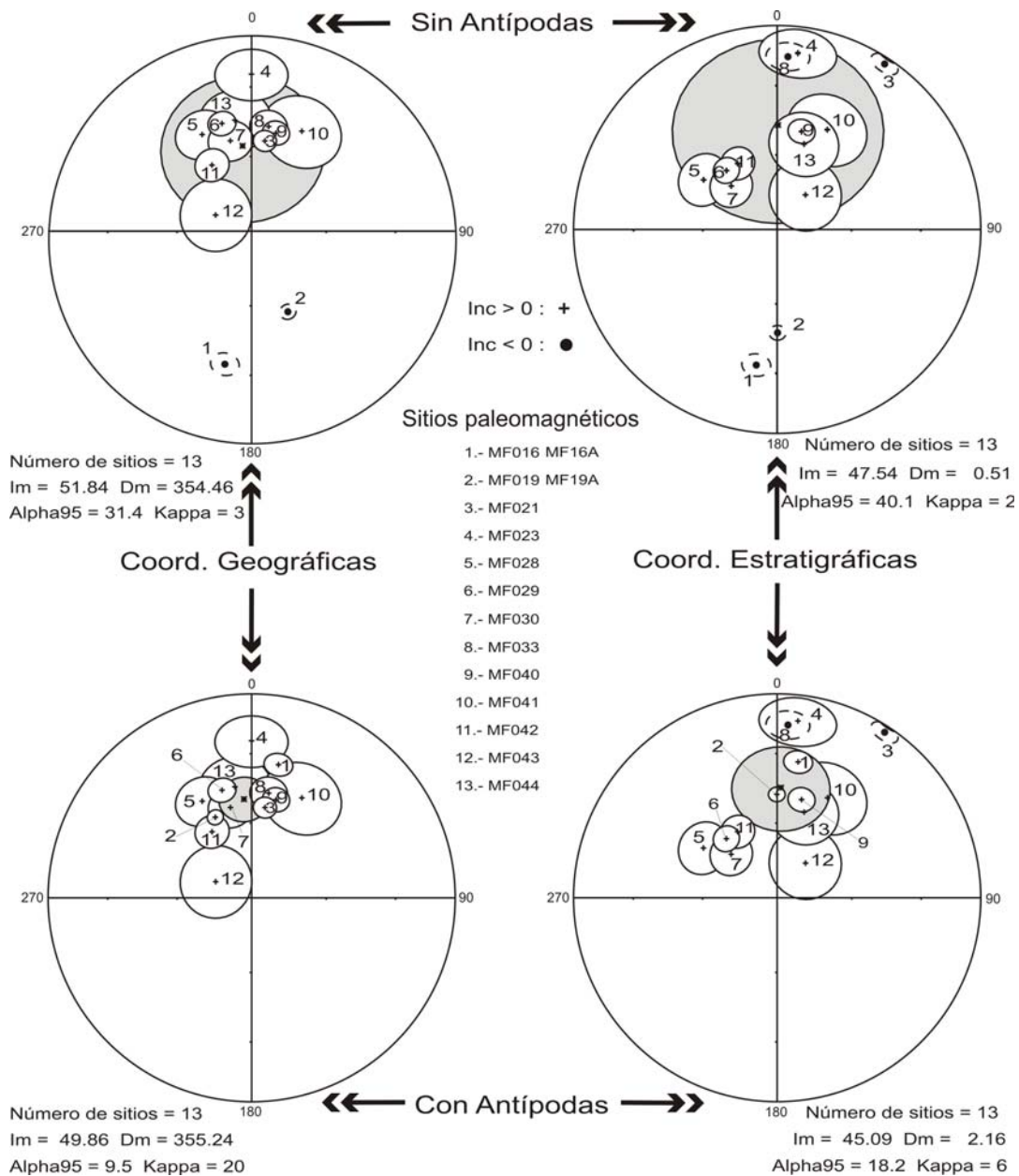


Figura 8. 18.- Estereogramas de Lambert mostrando la distribución de medias de Fisher y sus elipses de alfa (95%) para 13 sitios paleomagnéticos derivados de rocas sedimentarias marinas del Cretácico Inferior. En tono gris la media estadística de Fisher y su círculo de confianza del 95% para el grupo de sitios paleomagnéticos en coordenadas geográficas y estratigráficas, con y sin la utilización de las antípodas de polaridad inversa.

Sin embargo, aunque la prueba no es posible efectuarla porque uno de los grupos no contiene el número mínimo de sitios (3) que requiere la estadística de Fisher para el cálculo de la media, arbitrariamente efectuamos la prueba promediando las dos observaciones de polaridad inversa, tanto en coordenadas geográficas, como en coordenadas estratigráficas, asumiendo que la dispersión es la misma

8. 6. 2. 1. Prueba de las inversiones de polaridad con 13 sitios, en coordenadas geográficas:

Clasificación	Gamma observado	Gamma crítico	Tipo de prueba
Rb	6.7	19.0	Simulación de la distribución

Con 13 sitios considerados, la prueba de las inversiones de polaridad Rb es positiva con $5 < G_c \leq 10$ para los datos pertenecientes a los sitios de rocas sedimentarias marinas del Cretácico Inferior del Lineamiento Delicias-Mulato.

De la Fig. 8.18 en coordenadas geográficas y utilizando las antípodas de polaridad inversa, se muestra una dispersión de puntos en el diagrama estereográfico de Lambert, que requiere la identificación de las direcciones (o puntos) de la remanencia característica que no son consistentes en dirección con la dirección media del modelo paramétrico de Fisher dentro del grupo de datos involucrados. Estos puntos atípicos (outliers) pueden estar presentes por varias razones, y a través de la “Prueba de la discordancia de observaciones atípicas (Outlier discordancy test)” se intenta la identificación de los puntos que son atípicos al modelo paramétrico de los datos.

8. 6. 2. 2. Prueba de la discordancia de observaciones atípicas en coordenadas geográficas

Prueba de la discordancia de observaciones atípicas (Outlier discordancy test): para los sitios del Cretácico Inferior en coordenadas geográficas

Modelo de Watson bi-polar: aceptación de ajuste (95% de probabilidad)

Modelo paramétrico usado: Watson bi-polar

Puntos clasificados como discordantes (70% de probabilidad de exclusión) son:

Punto	Declinación	Inclinación	Probabilidad	Estadística
MF-43	294.1	74.3	78.2%	4.951

En base al análisis anterior que excluye el punto MF-43, volvemos a obtener las medias estadísticas de Fisher del grupo de sitios del Cretácico Inferior, pero ahora considerando los 12 sitios paleomagnéticos restantes en coordenadas geográficas (Fig. 8.19).

a) Direcciones con polaridad normal (Coord. Geográficas)

Declinación = 357.0° , Inclinación = 47.6° , α (95%) = 9.3° , $k = 28.03$, $n = 10$

b) Direcciones con polaridad inversa (Coord. Geográficas)

$n = 2$ (No suficientes para la estadística de Fisher)

c) Todas las direcciones convertidas a polaridad normal (Coord. Geográficas)

Declinación = 357.0° , Inclinación = 47.3° , α (95%) = 8.4° , $k = 27.42$, $n = 12$

Al igual que lo hicimos en coordenadas geográficas, ahora procedemos a efectuar la prueba de las inversiones de polaridad con los 13 sitios, pero con los datos correspondientes en coordenadas estratigráficas.

8. 6. 2. 3. Prueba de las inversiones de polaridad con 13 sitios, en coordenadas estratigráficas:

Clasificación	Gamma observado	Gamma crítico	Tipo de prueba
Rb	5.8	45.6	Simulación de la distribución

Con 13 sitios considerados, la prueba de las inversiones de polaridad Rb es positiva con $5 < G_c \leq 10$ para los datos pertenecientes a los sitios de rocas sedimentarias marinas

del Cretácico Inferior del Lineamiento Delicias-Mulato en coordenadas estratigráficas. Al cotejar el ángulo G_c resultante entre coordenadas geográficas y estratigráficas, éstas últimas presentan el ángulo menor entre vectores.

Procedemos a observar el comportamiento del grupo de sitios del Cretácico Inferior con la “Prueba de la discordancia de observaciones atípicas (Outlier discordancy test)”, la cual intenta la identificación de los puntos que son atípicos al modelo paramétrico de los datos.

8. 6. 2. 4. Prueba de la discordancia de observaciones atípicas en coordenadas estratigráficas

Prueba de la discordancia de observaciones atípicas (Outlier discordancy test): para los sitios del Cretácico Inferior en coordenadas estratigráficas

Modelo de Watson bi-polar: aceptación de ajuste (95% de probabilidad)

Modelo paramétrico usado: Watson bi-polar

No se presentan puntos clasificados como discordantes al 70% de probabilidad de exclusión.

En base a este análisis que no excluye sitio alguno, prevalece el cálculo anterior de la dirección media de Fisher que presentan los 13 sitios en coordenadas estratigráficas con litología sedimentaria del Cretácico Inferior.

8. 6. 2. 5. Prueba del Pliegue

A continuación se procede a efectuar la Prueba del Pliegue para el grupo de sitios practicados en rocas sedimentarias marinas del Cretácico Inferior, a través de los parámetros estadísticos que se obtuvieron en coordenadas geográficas y utilizando los datos estructurales (azimut de la traza y ángulo de buzamiento) correspondientes a cada sitio. A partir de la Prueba de la Discordancia de Observaciones Atípicas (Outlier Discordancy Test) que se aplicó en coordenadas geográficas, se sugiere la exclusión del sitio MF43, lo

que da una media de Fisher con alfa (95%) menor y kappa mayor al considerar los 12 sitios restantes comparados con sus equivalentes en coordenadas estratigráficas. No obstante, al intentar las pruebas paramétricas del pliegue (Prueba Proporcional k, Prueba de Medias m, Prueba Proporcional Eigen, Prueba Dirección-Corrección DC, Prueba Rotación-Bloque-Fisher BRF), no se pudieron aplicar debido a que no se cumple con el número mínimo de observaciones requeridas (3 ó 4) para los grupos en creación derivados del conjunto de sitios involucrados.

Los parámetros estadísticos que caracterizan al conjunto de sitios paleomagnéticos de rocas sedimentarias solo permiten la aplicación de la Prueba del Pliegue Solo-Inclinación (Inclination-Only Fold Test), cuyos resultados se muestran a continuación.

Lista de Datos:

Sitio	Declinación	Inclinación	Azimet Traza	Ángulo buzamiento
MF-16	191.4	-33.8	290	4
MF-19	155.7	-54.3	60	20
MF-21	8.4	53.1	62	70
MF-23	360	24	66	22
MF-28	332.9	45.8	210	25
MF-29	344.6	44.4	207	24
MF-30	346.8	52.4	210	23
MF-33	9.3	46.9	170	-65
MF-40	14	48.9	360	0
MF-41	26.7	44.3	282	39
MF-42	329	59	93	18
MF-44	351.4	44.2	117	24

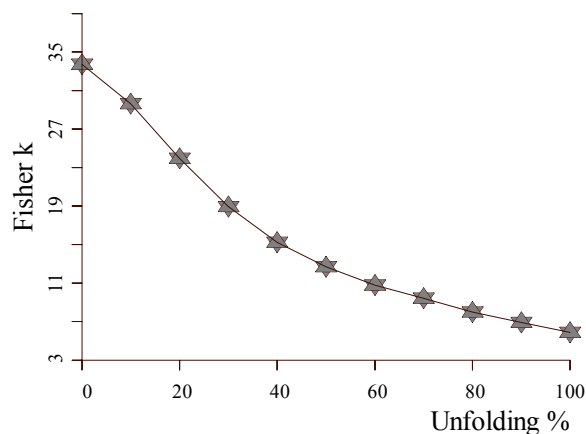
Inclinación Media usando la Estadística de McFadden & Reid (1982): para los juegos: MF-16, MF-19, MF-21, MF-23, MF-28, MF-29, MF-30, MF-33, MF-40, MF-41, MF-42, MF-44

Inclinación= 46.0°, Alfa (95%)= 6.1°, k= 36.73, n= 12

En la revisión de la polaridad (inclinación) de los datos a un porcentaje de desplegamiento de 100, se encontraron 2 valores en los que la polaridad estaba invertida

Inclinación Media usando la Estadística de McFadden & Reid (1982)

% Desplegamiento	k	Inclinación	N = 11
0.0%	33.710	45.7	
10.0%	29.639	45.7	
20.0%	23.959	45.6	
30.0%	18.929	45.4	
40.0%	15.236	44.9	
50.0%	12.688	44.2	
60.0%	10.770	43.3	
70.0%	9.410	42.3	
80.0%	7.980	41.1	
90.0%	6.910	39.8	
100.0%	5.877	38.4	



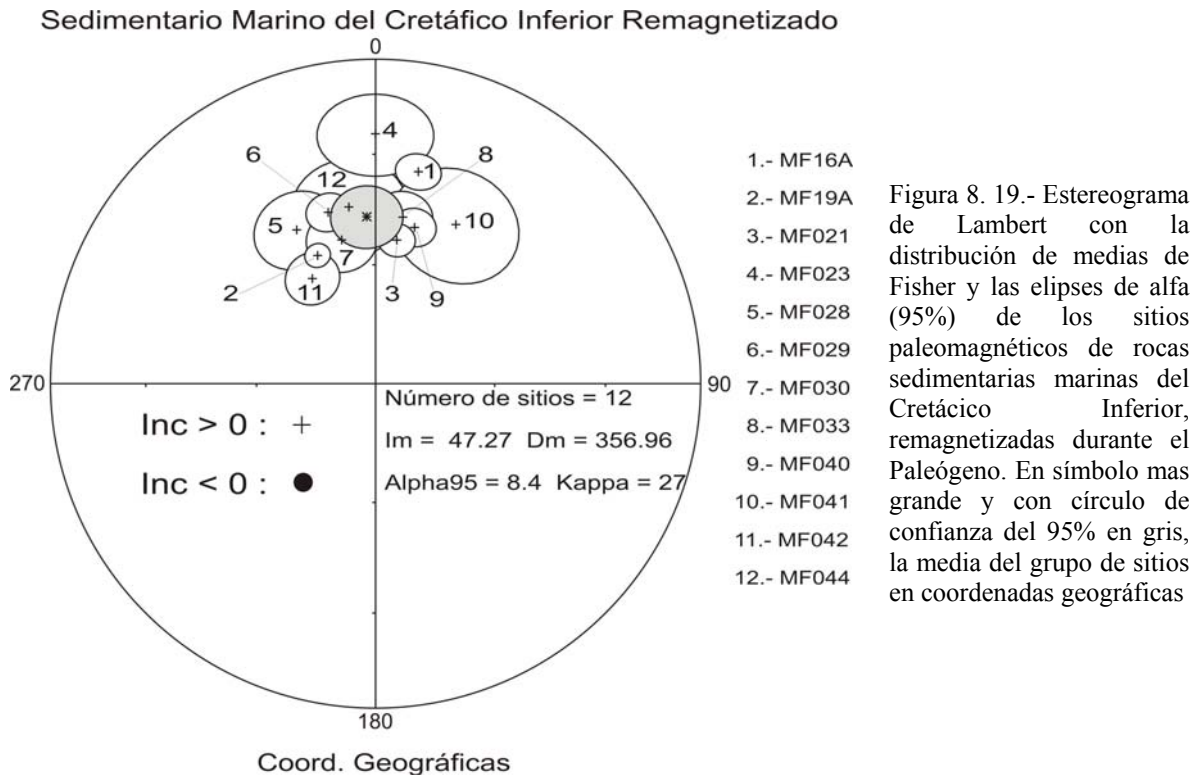
% Desplegamiento Óptimo = 0.0

Al considerar el parámetro de precisión de Fisher (k) como una función del grado de desplegamiento, y cuando éste alcanza un máximo simple cercano al 100%, se dice que la remanencia se adquirió antes de que ocurriera el plegamiento (Enkin y Watson, 1996).

En base a la estadística ofrecida por la Prueba del Pliegue Solo-Inclinación, que muestra un máximo simple de “k” cercano al 0.0%, se interpreta que la magnetización remanente medida en los 12 sitios de rocas sedimentarias del Cretácico Inferior del Lineamiento Delicias – Mulato corresponde a una paleodirección secundaria adquirida con posterioridad a la deformación derivada del empuje compresional Hidalgoano (Laramide). Se estima que la edad de la remagnetización se adquirió al final o posterior al esfuerzo compresivo, durante el Paleógeno.

8. 6. 2. 6. Polo Geomagnético Virtual para el Cretácico Inferior Sedimentario remagnetizado en el Paleógeno

Los 12 sitios de esta secuencia del Cretácico Inferior producen en coordenadas geográficas una dirección paleomagnética media con Declinación = 357.0° , Inclinación = 47.3° , Alfa (95%) = 8.4° , $k = 27.42$, $n = 12$ (Fig. 8.19). Esta dirección media del grupo de 12 sitios con rocas sedimentarias marinas del Cretácico Inferior remagnetizadas en el Paleógeno presenta una ubicación geográfica con Longitud = 255.0° y Latitud = 29.1° , produciendo un Polo Geomagnético Virtual con Longitud = 151.9° , Latitud = 87.3° , Alfa (95%) = 8.44° , y $n = 12$.



Para esta región del Lineamiento Delicias-Mulato, la Deformación Hidalgoana (Laramide) se considera resultado del esfuerzo compresional aplicado por la Placa Farallón

a la Placa de Norte América en el ámbito de contacto de la zona de subducción. Cuando la Dorsal del Pacífico del Este emigra y hace contacto con la margen convergente entre las placas de Norte América y Farallón, el punto cuádruple originado temporalmente se transforma en dos puntos triples, uno (Mendocino) que emigra septentrionalmente y el otro (Rivera) emigrando meridionalmente (Atwater, 1973; Bohannon y Parsons, 1995).

Entre estos dos puntos triples quedan desactivados los esfuerzos de compresión hacia la Placa de Norte América, apareciendo las manifestaciones de la tectónica de distensión con fallamiento normal, probablemente desde hace 30 Ma (Atwater, 1973). El comienzo del movimiento de esta falla se interpreta como la terminación del régimen de compresión sobre la Placa de Norte América, lo que deriva en el régimen de distensión que abre el Mar de Cortés o Golfo de California. La traza moderna de la Falla de San Andrés en California Central tuvo probablemente pequeños deslizamientos entre 12.5 y 10 Ma, cuando inicia el desarrollo del sistema de fallas de transformación adscritos a la Dorsal del Golfo de California y la separación de la Península de Baja California, y probablemente no se produjo un deslizamiento dominante antes de 7.5 – 5 Ma (Dickinson y Snyder, 1979; Wallace, R. E., 1991).

Cabe hacer notar que Henry y Aranda-Gómez (1992) consideran que la extensión Este-Noreste comenzó en la Provincia de Cuencas y Sierras de México al norte de la Faja Volcánica Trans-Mexicana hace aproximadamente 30 Ma, con episodios principales de fallamiento hace 23-24 Ma y 12-13 Ma, tanto en México como en el suroccidente de los Estados Unidos. Adicionalmente, de acuerdo con McDowell y Mauger (1994), para la parte central de Chihuahua el campo de esfuerzos de compresión regional se sostuvo hasta los 31 Ma, pasando transicionalmente a un comportamiento distensivo y la formalización de fallamiento extensional después de los 27.5 Ma. Esto queda soportado por las edades

Oligocénico Tempranas que ofrecen de los eventos de magmatismo y vulcanismo calcoalcalino ocurridos en Chihuahua, cuyo proceso se ha establecido que se desarrolla bajo un régimen de compresión.

Lo anterior permite establecer una edad probable para el final de los esfuerzos de compresión de la Orogenia Hidalgoana (Laramide) en la región del Lineamiento Delicias-Mulato entre los 31 y 30 Ma. De esta manera, el magnetismo remanente natural (MRN) de las unidades sedimentarias marinas del Cretácico Inferior consideradas en este análisis probablemente incluye componentes adquiridas durante el Oligoceno Temprano.

Al cotejar el Polo Geomagnético Virtual de los sitios derivados de rocas sedimentarias del Cretácico Inferior remagnetizados en el Paleógeno, con los polos de referencia de ese período publicados por Besse y Courtillot (2002), se observa una proximidad importante con los polos de referencia del Eoceno (35 – 50 Ma) y del Oligoceno (25 – 30 Ma).

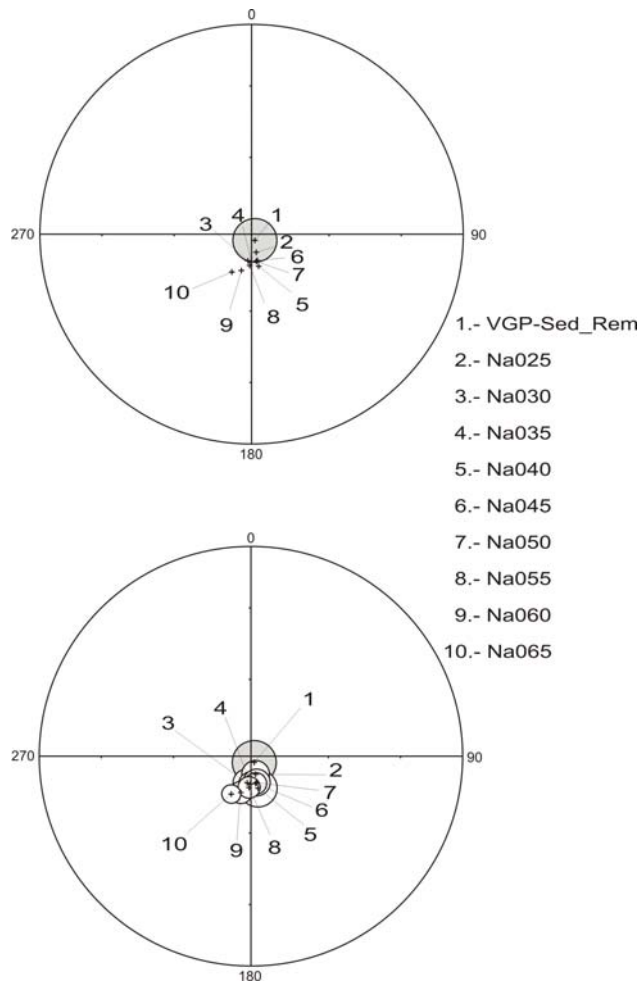


Figura 8. 20.- Posición de los Polos de Referencia del Paleógeno (25 – 65 Ma) de Besse y Courtillot (2002), y el Polo Geomagnético Virtual (VGP) para el Cretácico Inferior remagnetizado en el Paleógeno, entre los que se observa la proximidad mayor con los polos Oligocénicos (2 y 3) y Eocénicos (4, 6 y 7).

Si consideramos que los procesos de compresión pudieron concluir entre los 31 y 30 Ma, la remagnetización de las rocas sedimentarias del Cretácico Inferior pudo efectuarse contemporáneamente a la presencia del Polo de Referencia del Oligoceno Temprano (30 Ma) con Longitud = 187.9° , Latitud = 79.6° , alfa (95%) = 5.4° , $n = 13$. No obstante, de acuerdo con el Dr. Roberto Molina-Garza (comun. pers.), dichos procesos de compresión pudieron desactivarse durante el Eoceno Medio con un Polo de Referencia para esa Época (45 Ma) de Longitud = 167.9° , Latitud = 79.6° , alfa (95%) = 5.2° , $n = 12$.

8. 6. 3. Rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias del Paleozoico Tardío

En este grupo se tienen cuatro sitios paleomagnéticos de litología ígnea (Sitio MF01), metamórfica (Sitio MF04) y sedimentaria (Sitios MF34 y MF39) y cuyas edades presumiblemente corresponden al Paleozoico Tardío. En la Fig. 8.21 se muestra el graficamiento en el estereograma de igual área de Lambert, de los polos geomagnéticos virtuales (VGP) de estos cuatro sitios, en relación con los polos de referencia APWP publicados por Besse y Courtillot (2002) para los pasados 200 Ma. La distribución exhibida en la Fig. 8.21 en coordenadas geográficas observa un agrupamiento más estrecho en torno a los polos de referencia del Paleógeno para tres de los polos geomagnéticos (Pol-MF01, Pol-MF04 y Pol-MF34), que el mostrado en coordenadas estratigráficas. El cuarto polo geomagnético virtual (Pol-MF39) grafica exteriormente al grupo como una observación atípica. Ello sugiere la posibilidad de remagnetización de los sitios del Paleozoico Tardío cuyos polos geomagnéticos grafican cercanamente a los polos de referencia del Paleógeno. Sin embargo, dado el escaso número de observaciones (4), no es posible ejecutar ninguna de las pruebas paramétricas para diagnosticar el supuesto de remagnetización en el Paleógeno. No obstante, estos sitios serán considerados como adiciones en los grupos y dominios correspondientes, dada su proximidad con los polos de referencia del Paleógeno.

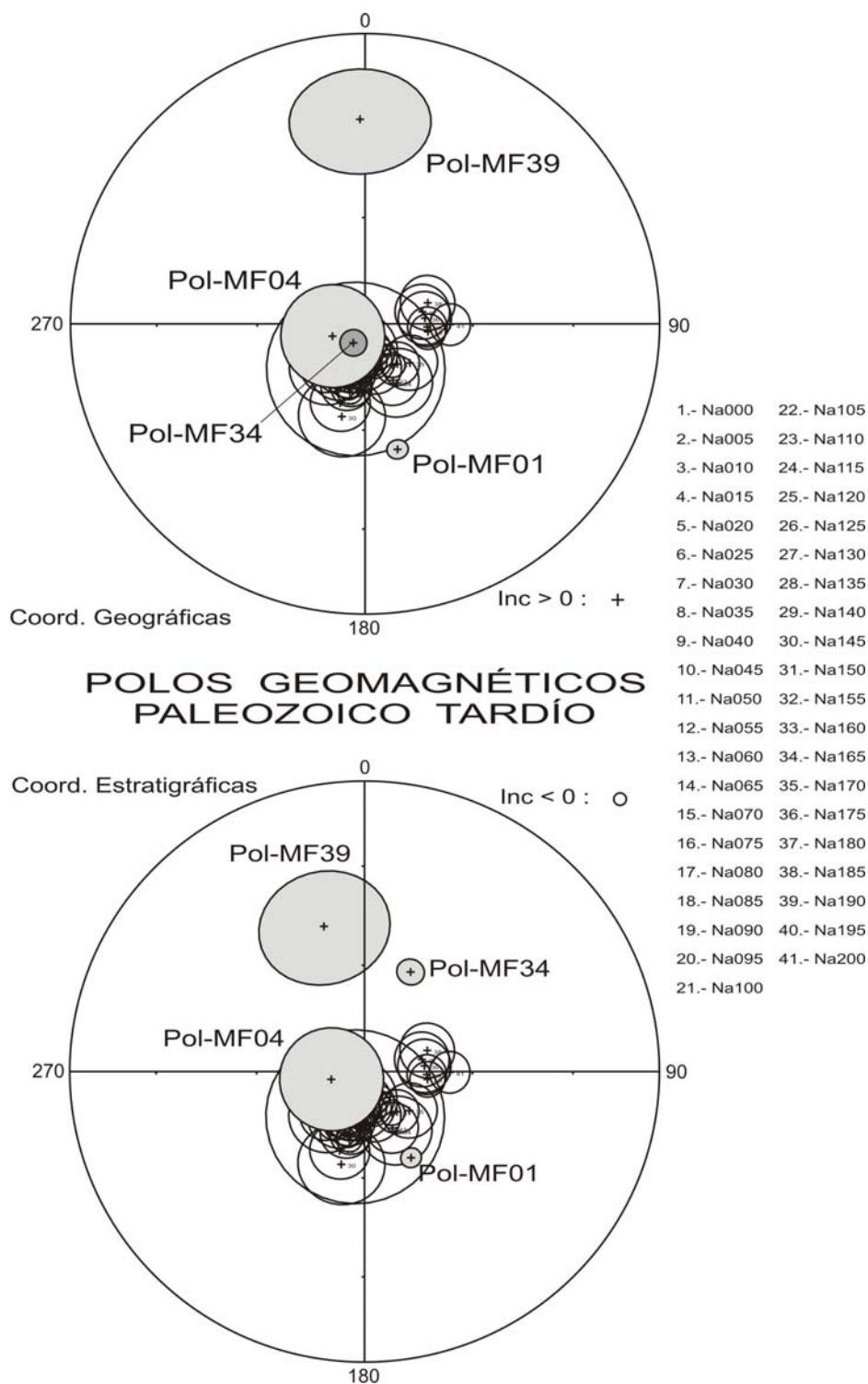


Figura 8. 21.- Estereogramas de igual área de Lambert, en coordenadas geográficas y estratigráficas, mostrando la distribución de 4 polos geomagnéticos virtuales correspondientes a los sitios paleomagnéticos del Paleozoico Tardío MF01 (Dique de riolita Permo-Triásico), MF04 (Flysch metamorfozido a corneana), MF34 (Caliza Pérmica) y MF39 (Caliza Pérmica). En los diagramas también se grafican los polos de referencia APWP para los pasados 200 Ma de Besse y Courtillot (2002).

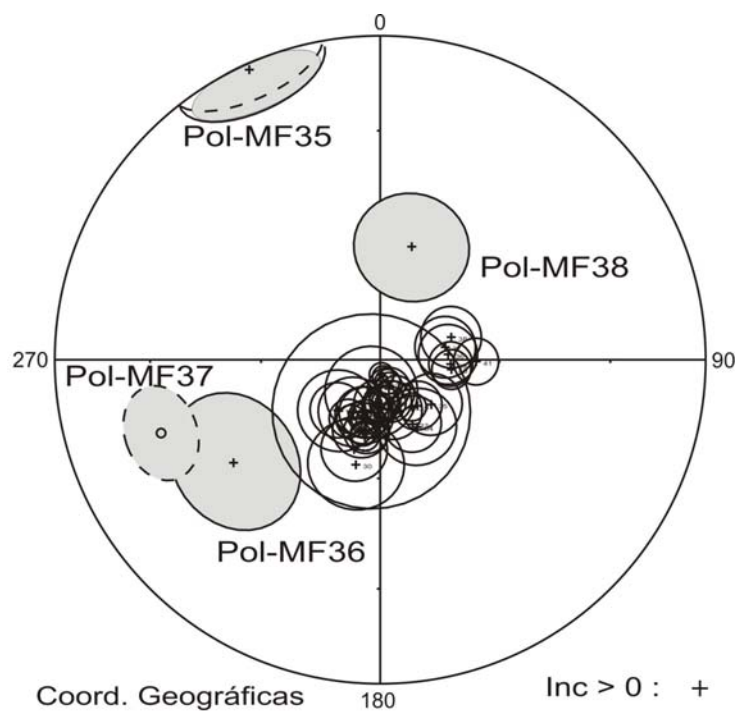
8. 6. 4. Rocas metamórficas de alto grado del Proterozoico Medio

Los sitios paleomagnéticos MF35, MF36, MF37 y MF38, practicados en rocas metamórficas de alto grado, se obtuvieron de las localidades de Carrizalillo y Los Filtros ubicados dentro del Municipio de Aldama, Chihuahua (Figs. 8.1 y 8.2). Las anfibolitas y granulitas fechadas radiométricamente se adscriben al Proterozoico Medio, y los polos geomagnéticos virtuales calculados se grafican en coordenadas geográficas y estratigráficas utilizando el estereograma de Lambert de la Fig. 8.22.

Es deseable llevar a cabo una comparación entre los polos geomagnéticos del Proterozoico Medio de Chihuahua, con el correspondiente polo de referencia para Norte América. Sin embargo, no se tuvo acceso a la información relativa al polo de referencia del Proterozoico Medio para Norte América. Asimismo, tampoco se aplicó la polaridad (normal o inversa) por desconocerse la polaridad del Eon Criptozoico (Roberto Molina-Garza, comun. pers.).

La dispersión que exhiben los cuatro polos graficados en la Fig. 8.22 es grande y no muestran proximidad alguna con los polos del Mesozoico ó Cenozoico publicados por Besse y Courtillot (2002), tanto en coordenadas geográficas como en coordenadas estratigráficas.

Dada la ubicación de los sitios paleomagnéticos, que se encuentran dentro de la aureola de metamorfismo termal de intrusivos de edad Paleógena, podría esperarse que sus direcciones, en caso de ser secundarias y adquiridas por la influencia del plutón cercano, fueran indistinguibles de esa dirección en la roca remagnetizada. Sin embargo, aparentemente no hay evidencias, ni manera de establecer que estas rocas metamórficas del Proterozoico Medio están remagnetizadas.



POLOS GEOMAGNÉTICOS PROTEROZOICO MEDIO

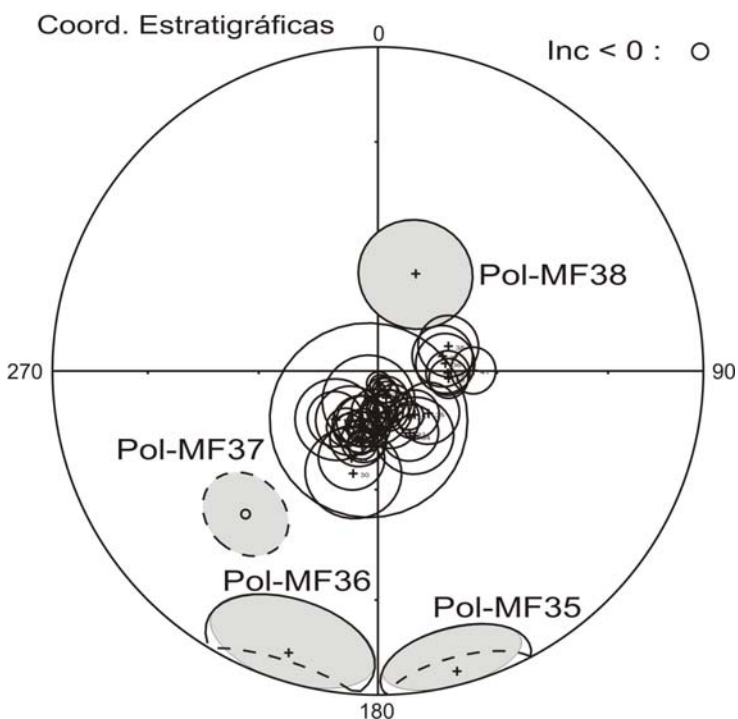


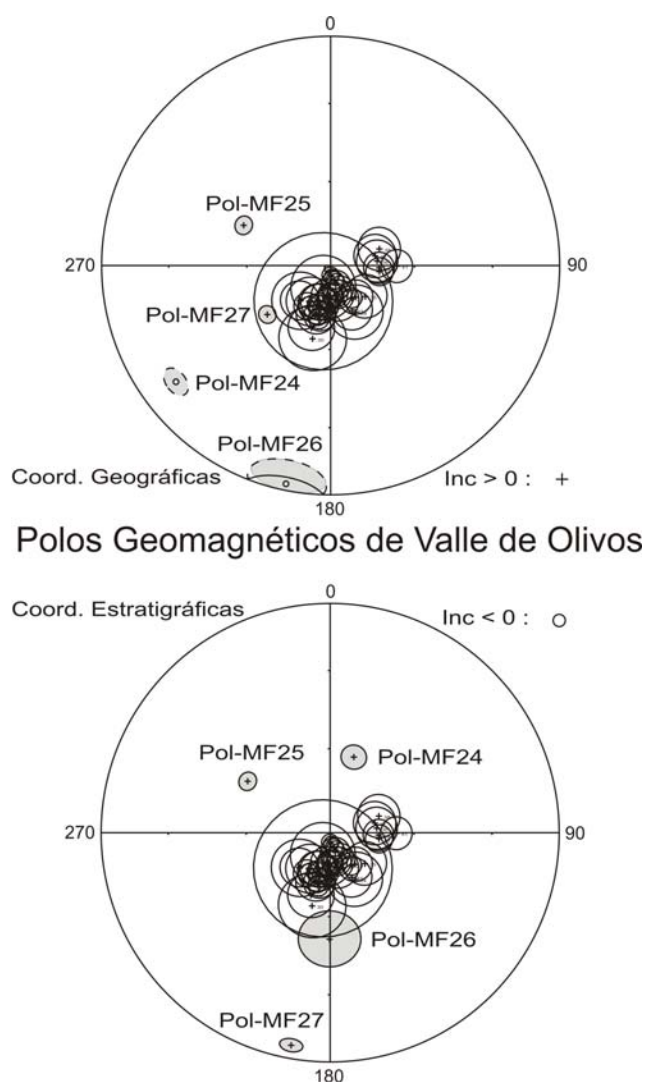
Figura 8. 22.- Polos geomagnéticos virtuales de sitios paleomagnéticos (MF35, MF36, MF37 y MF38), derivados de rocas metamórficas de alto grado, graficados en coordenadas geográficas y estratigráficas utilizando el estereograma de Lambert. A manera de comparación, se incorporan los polos de referencia del Mesozoico y Cenozoico de Besse y Courtillot (2002).

8. 6. 5. Sitios paleomagnéticos ubicados en la región de Valle de Olivos

Los sitios paleomagnéticos MF24, MF25, MF26 y MF27 (Figs. 8.1 y 8.2), que se practicaron en la Sierra de Olivos y Sierra La Cuchilla del Municipio de Valle de Rosario, Chihuahua, pertenecen al dominio tectónico del Terreno Guerrero del occidente de México, acrecionado durante el Jurásico Tardío – Cretácico Medio (Campa y Coney, 1983).

Por encontrarse fuera del dominio tectónico al que se adscribe la región del Lineamiento Delicias – Mulato, únicamente haremos mención de sus características paleomagnéticas, considerándolas en términos de similitud con los resultados obtenidos para los sitios paleomagnéticos del lineamiento.

Figura 8. 23.- Estereograma de Lambert donde se grafican los polos geomagnéticos virtuales correspondientes a los sitios paleomagnéticos de la región de Valle de Olivos, junto con los polos de referencia del Mesozoico y Cenozoico de Besse y Courtillot (2002).



8. 6. 6. Rocas Ígneas del Paleógeno con adiciones remagnetizadas

Dentro de este grupo está siendo considerando el total de sitios seleccionados para el grupo de rocas ígneas del Paleógeno, además de los sitios cuyas características geológicas y paleomagnéticas permiten considerarlos dentro del grupo con magnetizaciones aparentemente remagnetizadas durante el Paleógeno.

Es decir, el sitio MF01 adscrito al dique riolítico que aflora en el núcleo del Domo Magistral de probable edad Permo-Triásica (Fig. 8.7), se encuentra dentro de la aureola de metamorfismo termal generado por el intrusivo sepultado a profundidad responsable del levantamiento estructural del domo (Figs. 4.23, 4.24 y 4.25), y cuyo apófisis granodiorítico está fechado radiométricamente en 59.3 Ma por el método K/Ar (McDowell y Mauger, 1994). El polo geomagnético virtual calculado a partir de la media estadística del sitio, se ubica en la proximidad de los polos de referencia del Cenozoico (Fig. 8.21), publicados por Besse y Courtillot (2002). Sin mas argumentos que los anteriores por el momento, y aunque no constituyen razones suficientes para evidenciar una remagnetización en el Período Paleógeno, cabe la posibilidad de que así haya ocurrido. Es por ello que, de manera tentativa, se considera al sitio MF01 dentro del “Grupo Paleógeno Adicionado” como una de las alternativas a considerar.

Los mismos argumentos de ubicación dentro de la aureola de metamorfismo termal y polos geomagnéticos situados en la proximidad de los polos de referencia Cenozoicos, podemos esgrimir para la adscripción a este Grupo Paleógeno Adicionado de los sitios MF04 (Fig. 8.21) y MF05 (Fig. 8.11), los cuales se localizan dentro del conducto anular de extravasación del Tronco San Carlos (Fig. 4.18), apófisis del plutón que formó la Caldera San Carlos (Figs. 4.19, 4.20, 4.21 y 4.22), con una edad de 31.4 Ma (K/Ar; Gregory, 1981).

Los 12 sitios paleomagnéticos que se adscriben a este Grupo Paleógeno Adicionado presentan las siguientes características paleomagnéticas de la dirección media de Fisher, tanto en coordenadas geográficas como en estratigráficas:

a) Direcciones con polaridad normal (Coord. Geográficas)

Declinación = 348.2° , Inclinação = 50.4° , Alfa (95%) = 13.6° , $k = 25.06$, $n = 6$

b) Direcciones con polaridad inversa (Coord. Geográficas)

Declinación = 165.6° , Inclinação = -39.3° , Alfa (95%) = 14.0° , $k = 23.89$, $n = 6$

c) Todas las direcciones convertidas a polaridad normal (Coord. Geográficas)

Declinación = 346.8° , Inclinação = 44.8° , Alfa (95%) = 9.1° , $k = 23.69$, $n = 12$

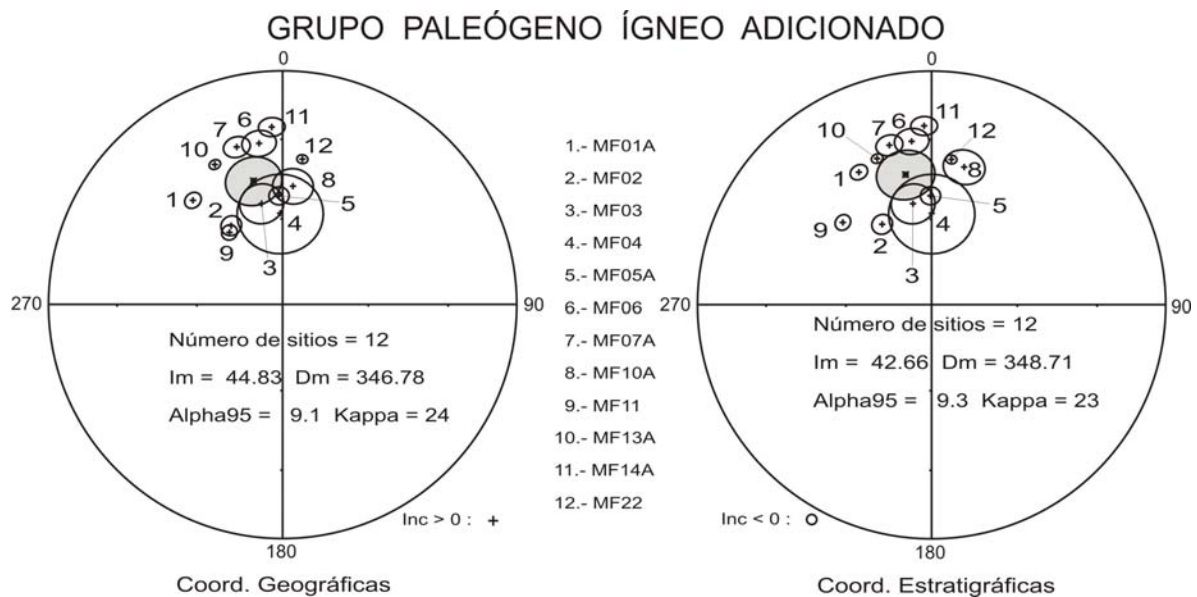


Figura 8. 24.- Estereograma de Lambert con las direcciones medias y sus círculos de confianza (95%) de los sitios de rocas ígneas seleccionadas en el Grupo del Paleógeno Ígneo, con el incremento de tres sitios MF01, MF04 y MF05, aparentemente remagnetizados en el Paleógeno. En color gris se muestra la media de Fisher en símbolo mayor para el grupo con su elipse de confianza del 95%.

a) Direcciones con polaridad normal (Coord. Estratigráficas)

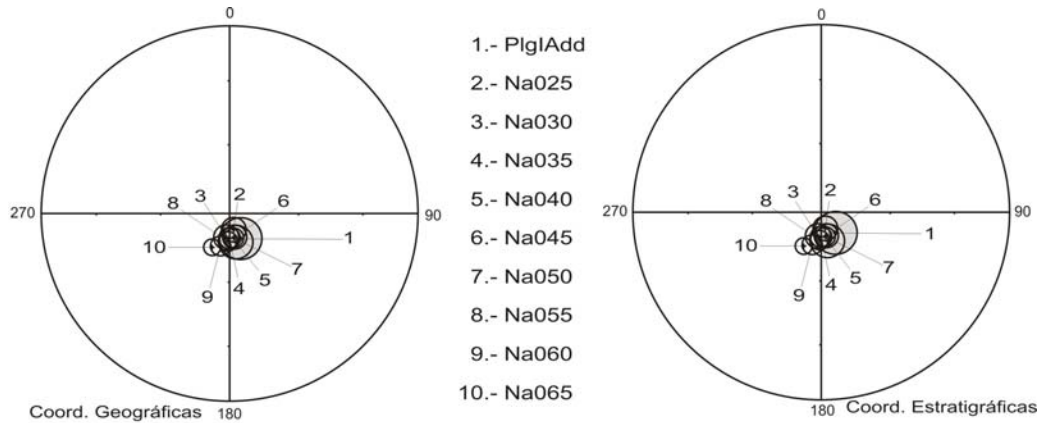
Declinación = 346.5° , Inclinação = 48.8° , Alfa (95%) = 15.1° , $k = 20.73$, $n = 6$

b) Direcciones con polaridad inversa (Coord. Estratigráficas)

Declinación = 170.6° , Inclinação = -36.5° , Alfa (95%) = 12.8° , $k = 28.30$, $n = 6$

c) Todas las direcciones convertidas a polaridad normal (Coord. Estratigráficas)

Declinación = 348.7° , Inclinação = 42.7° , Alfa (95%) = 9.3° , $k = 22.54$, $n = 12$



PGV-PALEÓGENO ÍGNEO ADICIONADO

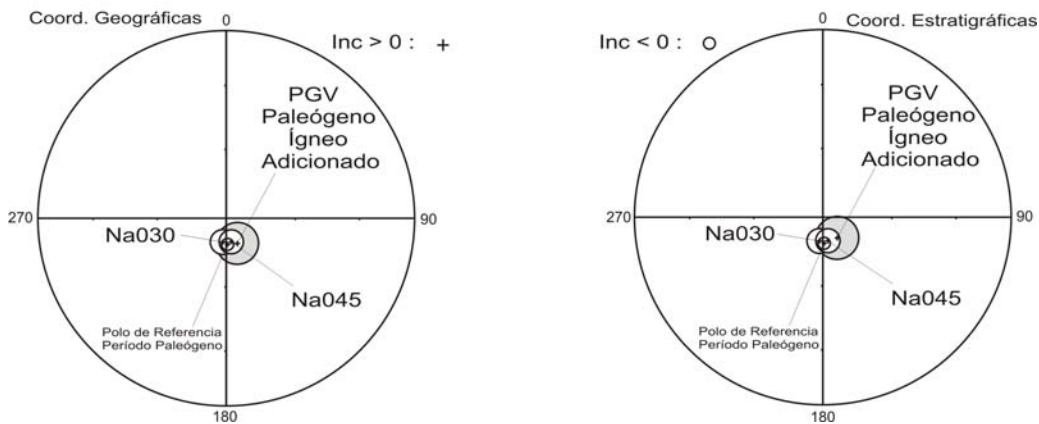


Figura 8. 25.- Polo Geomagnético Virtual (VGP) para el Grupo Paleógeno Ígneo Adicionado de 12 sitios, que muestra una proximidad mayor al Polo de Referencia del Eoceno Medio que al del Oligoceno Temprano, o al del Período Paleógeno de Besse y Courtillot (2002). Entre los grupos del Paleógeno Ígneo (9 y 12 sitios) se observa, aunque ligera, una proximidad más estrecha del grupo de 12 sitios en coordenadas geográficas y estratigráficas con los mismos polos de referencia del Paleógeno, que la proximidad del grupo de 9 sitios (Fig. 8.17).

Con los valores de la dirección media del grupo adicionado, calculamos el polo geomagnético virtual (VGP), también en coordenadas geográficas y estratigráficas, considerando que la ubicación geográfica media para los 12 sitios presenta una Longitud = 254.6° y Latitud = 28.8° .

POLO GEOMAGNETICO VIRTUAL (VGP) en coordenadas geográficas

LATITUD	LONGITUD	dp	dm	PaleoLatitud
78.1	156.2	7.25	11.49	26.41

POLO GEOMAGNETICO VIRTUAL (VGP) en coordenadas estratigráficas

LATITUD	LONGITUD	dp	dm	PaleoLatitud
79.1	145.4	7.1	11.49	24.77

En la Fig. 8.25 se muestra la comparación de los polos geomagnéticos del grupo adicionado con los polos de referencia de Besse y Courtillot (2002), para el Paleógeno.

8. 6. 7. Cretácico Inferior Sedimentario remagnetizado en el Paleógeno, adicionado

En este grupo se están considerando los 12 sitios adscritos al Grupo Sedimentario Remagnetizado arriba expuesto, más el incremento del sitio MF34 ubicado dentro del yacimiento mineral Plomosas de la municipalidad de Aldama, Chihuahua. El sitio se practicó en un estrato de caliza de espesor mediano, perteneciente a la Formación Pastor, y con fósiles (fusulínidos) de edad Pérmica. El polo geomagnético virtual que se obtuvo del sitio MF34 grafica, en coordenadas geográficas, en la proximidad de los polos de referencia de Besse y Courtillot (2002) para el Paleógeno (Fig. 8.21), por lo que tentativamente se le considera dentro del denominado “Grupo Sedimentario Remagnetizado Adicionado”.

Los 13 sitios paleomagnéticos que se adscriben a este grupo presentan las siguientes características paleomagnéticas de la dirección media de Fisher, tanto en coordenadas geográficas como en estratigráficas (Fig. 8.26):

a) Direcciones con polaridad normal (Coord. Geográficas)

Declinación = 356.8° , Inclinación = 48.1° , Alfa (95%) = 8.4° , $k = 30.751$, $n = 11$

b) Direcciones con polaridad inversa (Coord. Geográficas)

$n = 2$ (No suficientes para la estadística de Fisher)

c) Todas las direcciones convertidas a polaridad normal (Coord. Geográficas)

Declinación = 356.8° , Inclinação = 47.7° , Alfa (95%) = 7.8° , $k = 29.571$, $n = 13$

a) Direcciones con polaridad normal (Coord. Estratigráficas)

Declinación = 2.9° , Inclinação = 40.0° , Alfa (95%) = 22.2° , $k = 5.210$, $n = 11$

b) Direcciones con polaridad inversa (Coord. Estratigráficas)

$n = 2$ (No suficientes para la estadística de Fisher)

c) Todas las direcciones convertidas a polaridad normal (Coord. Estratigráficas)

Declinación = 3.3° , Inclinação = 40.1° , Alfa (95%) = 18.1° , $k = 6.185$, $n = 13$

Con los valores de la dirección media del grupo adicionado, calculamos el polo geomagnético virtual (VGP), también en coordenadas geográficas y estratigráficas, considerando que la ubicación geográfica media para los 13 sitios presenta una Longitud = 255° y Latitud = 29.1° .

POLO GEOMAGNETICO VIRTUAL (VGP) en coordenadas geográficas

LATITUD	LONGITUD	dp	dm	PaleoLatitud
87.20	159.40	6.61	10.16	28.79

POLO GEOMAGNETICO VIRTUAL (VGP) en coordenadas estratigráficas

LATITUD	LONGITUD	dp	dm	PaleoLatitud
83.10	48.90	13.14	21.81	22.83

Grupo_Sedimentario_Remagnetizado_Adicionado

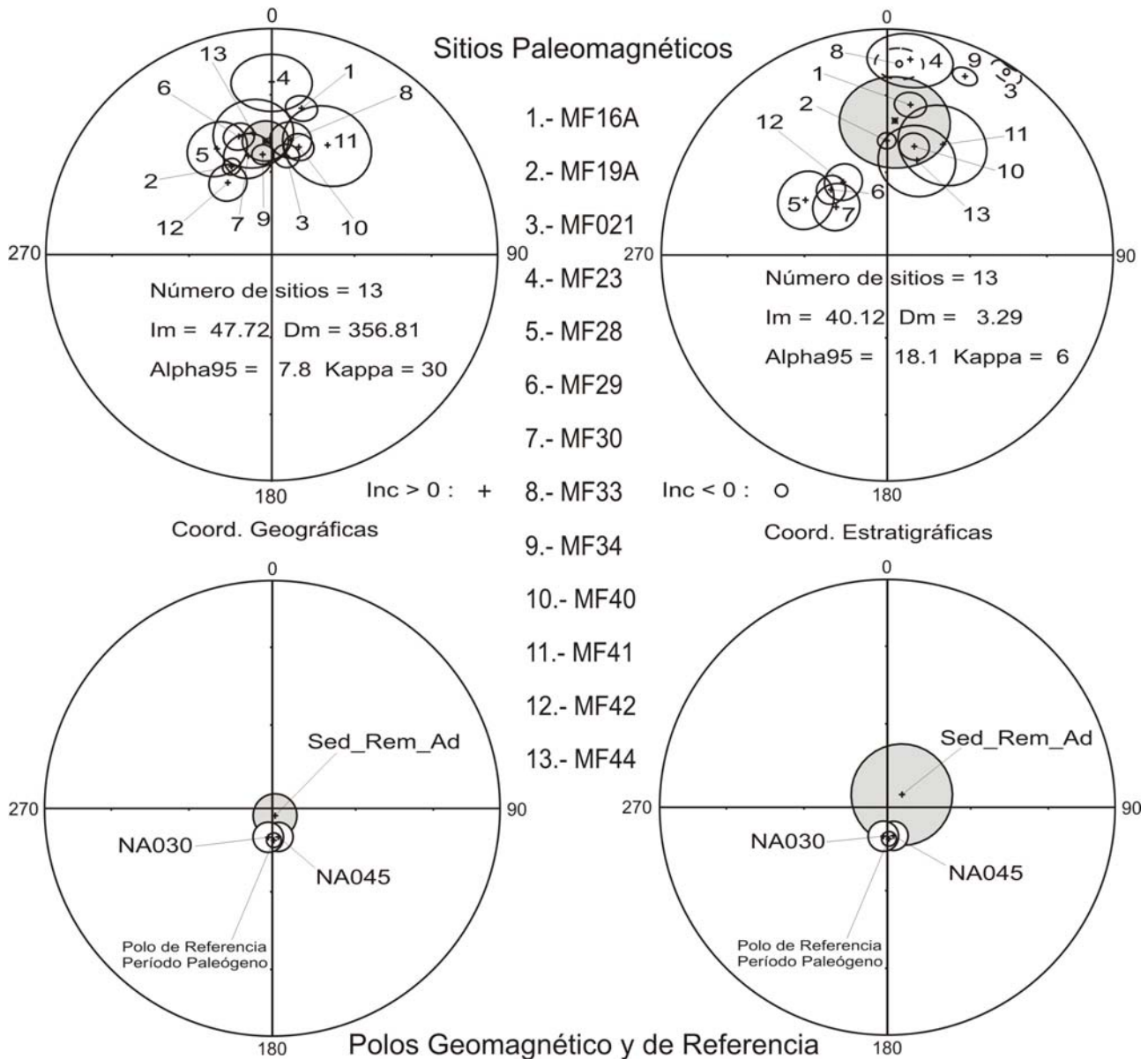


Figura 8. 26.- Proyecciones estereográficas de igual área con las direcciones medias y sus círculos de confianza (95%) de los sitios de rocas sedimentarias adscritas al Grupo Sedimentario Remagnetizado, con el incremento del sitio MF34 de caliza Pérmica aparentemente remagnetizado en el Paleógeno y ubicado dentro del área de mineralización del yacimiento mineral Plomosas. En color gris se muestra la media de Fisher para el grupo en símbolo mayor, con su elipse de confianza del 95%. En los diagramas estereográficos inferiores, se grafican los polos de referencia del Período Paleógeno, Oligoceno Temprano y Eoceno Medio de Besse y Courtillot (2002), por comparación con el polo geomagnético virtual del grupo sedimentario remagnetizado adicional, en coordenadas geográficas y estratigráficas.

8. 6. 8. Dominios geográficos de sitios paleomagnéticos

La distribución geográfica que muestran los sitios paleomagnéticos en la vecindad del lineamiento, permite agruparlos en 6 dominios diferentes. Dentro de cada grupo solo serán considerados los sitios que resultaron adecuados para el análisis paleomagnético, después de pasar los filtros de las pruebas aplicadas.

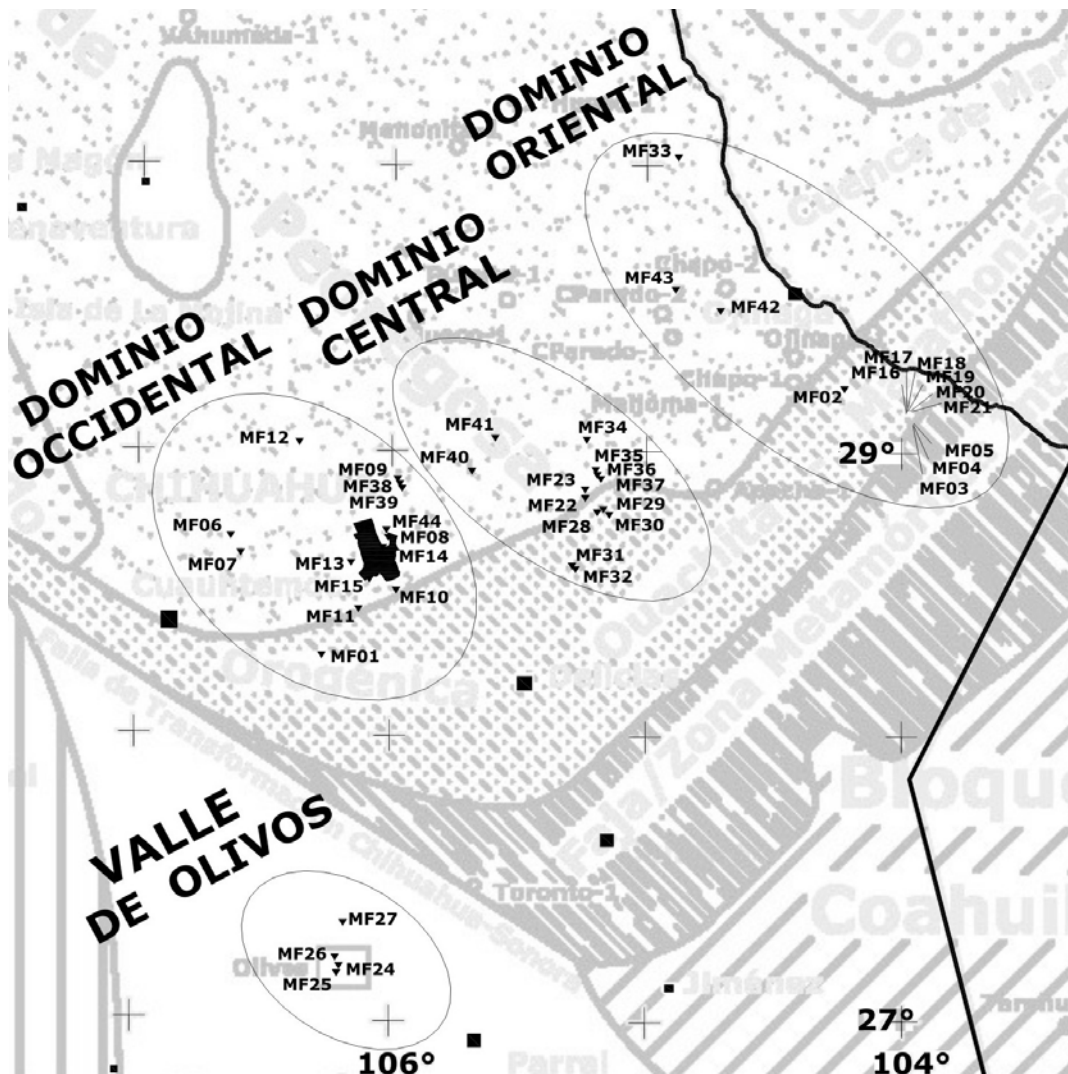


Figura 8. 27.- Distribución de los sitios paleomagnéticos adscritos al Lineamiento Delicias – Mulato del Estado de Chihuahua, dentro del mapa de elementos tectónicos identificados para el norte de la República Mexicana. Dada la concentración de los sitios, se efectúa el agrupamiento en dominios geográficos occidental, central y oriental señalados para su análisis paleomagnético.

8. 6. 8. 1. Distribución geográfica por sectores Occidental, Central y Oriental

En la Fig. 8.27 se presenta el arreglo de tres dominios principales: a) Dominio Occidental con 8 sitios considerados, entre los que están: MF01, MF06, MF07, MF10, MF11, MF13, MF14 y MF44; b) Dominio Central también con 8 sitios, entre los que se encuentran: MF22, MF23, MF28, MF29, MF30, MF34, MF40 y MF41; y c) Dominio Oriental con 9 sitios que son: MF02, MF03, MF04, MF05, MF16, MF19, MF21, MF33 y MF42. Además, en la Fig. 8.27 también se exhibe la posición de un grupo de sitios ubicados en Valle de Olivos, los cuales se excluyen del análisis por encontrarse en el Terreno Guerrero, cuerpo de corteza acrecionado durante el Jurásico Tardío – Cretácico Medio (Dickinson y Lawton, 2001).

8. 6. 8. 1. 1. Dominio Occidental

En coordenadas geográficas, los 8 sitios paleomagnéticos concentrados al occidente del lineamiento presentan la dirección media de Fisher con Declinación = 344.02° , Inclinación = 39.86° , Alfa (95%) = 11.28° , $k = 25.07$, $n = 8$ (Fig. 8.28). Esta dirección media del grupo presenta la ubicación geográfica de Latitud = 28.6° y Longitud = 253.8° , que permite el cálculo de un Polo Geomagnético Virtual con Longitud = 145.0° , Latitud = 74.4° , $dp = 8.5$, $dm = 13.5$, PaleoLatitud = 22.6 , y $n = 8$.

En coordenadas estratigráficas, la dirección media de Fisher presenta una Declinación = 348.58° , Inclinación = 38.25° , Alfa (95%) = 12.97° , $k = 19.21$, $n = 8$ (Fig. 8.28). Esta dirección media del grupo presenta la ubicación geográfica de Latitud = 28.6° y Longitud = 253.8° , que permite el cálculo de un Polo Geomagnético Virtual con Longitud = 131.9° , Latitud = 77.5° , $dp = 9.10$, $dm = 15.3$, PaleoLatitud = 21.5 , y $n = 8$.

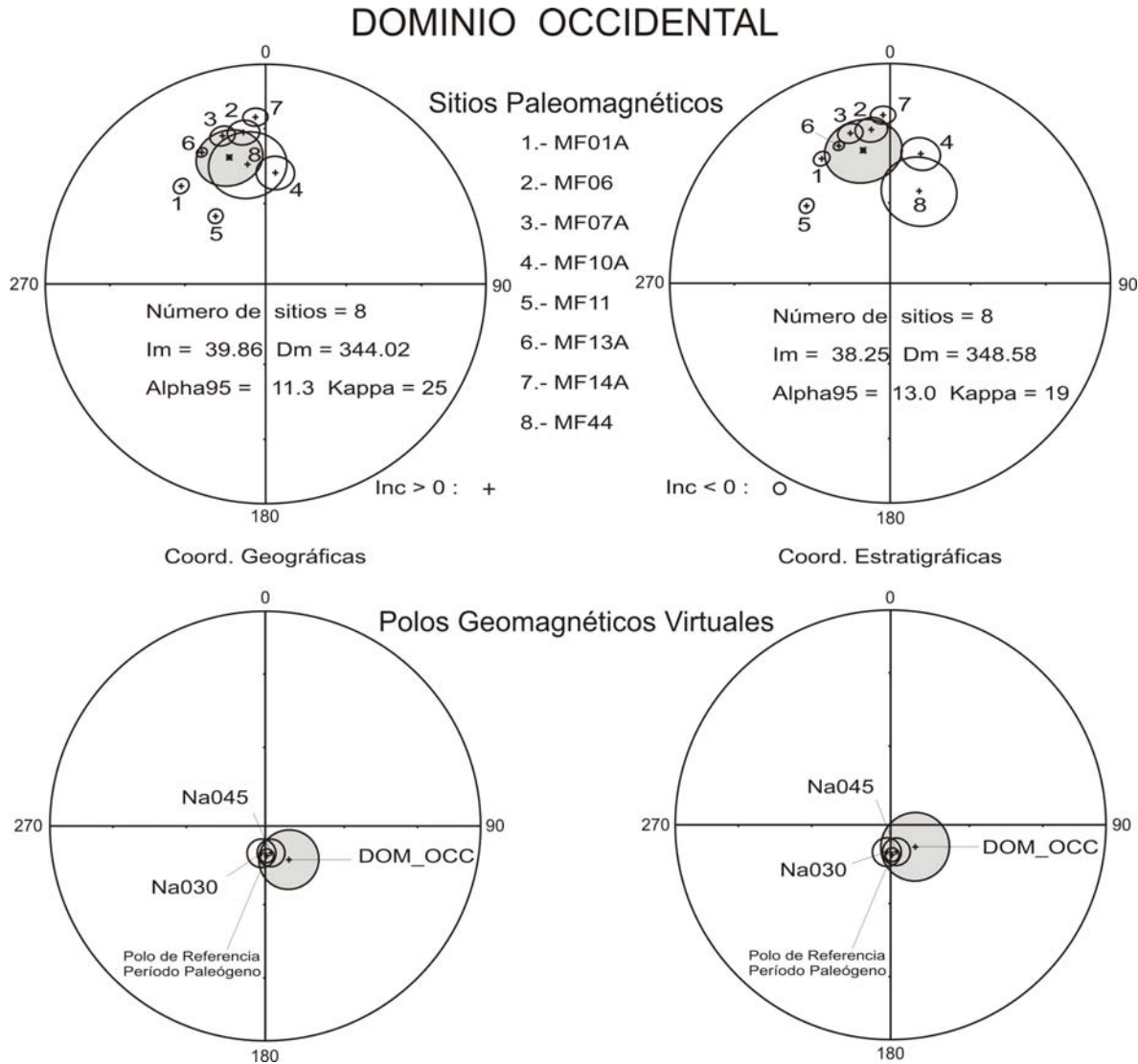


Figura 8. 28.- Estereogramas de Lambert, en la porción superior, con las medias de Fisher en coordenadas geográficas y estratigráficas, de 8 sitios paleomagnéticos adscritos al dominio occidental del lineamiento, mostrando los círculos de confianza de alfa (95%) de cada sitio, además de la media estadística grupal en símbolo mayor, con la elipse de 95% de confianza en color gris. En la porción inferior se muestra el Polo Geomagnético Virtual en coordenadas geográficas y estratigráficas, calculado a partir de la media estadística correspondiente del grupo de 8 sitios y comparado con los polos de referencia del Oligoceno Temprano (30 Ma), del Eoceno Medio (45 Ma) y del Período Paleógeno de Besse y Courtillot (2002).

8. 6. 8. 1. 2. Dominio Central

En coordenadas geográficas, los 8 sitios paleomagnéticos concentrados al centro del lineamiento presentan la dirección media de Fisher con Declinación = 358.81° , Inclinación

= 44.94°, Alfa (95%) = 10.72°, k = 27.65, n = 8 (Fig. 8.29). Esta dirección media del grupo presenta la ubicación geográfica de Latitud = 28.9° y Longitud = 254.7°, que permite el cálculo de un Polo Geomagnético Virtual con Longitud = 98.8°, Latitud = 87.4°, dp = 8.56, dm = 13.5, PaleoLatitud = 26.5, y n = 8.

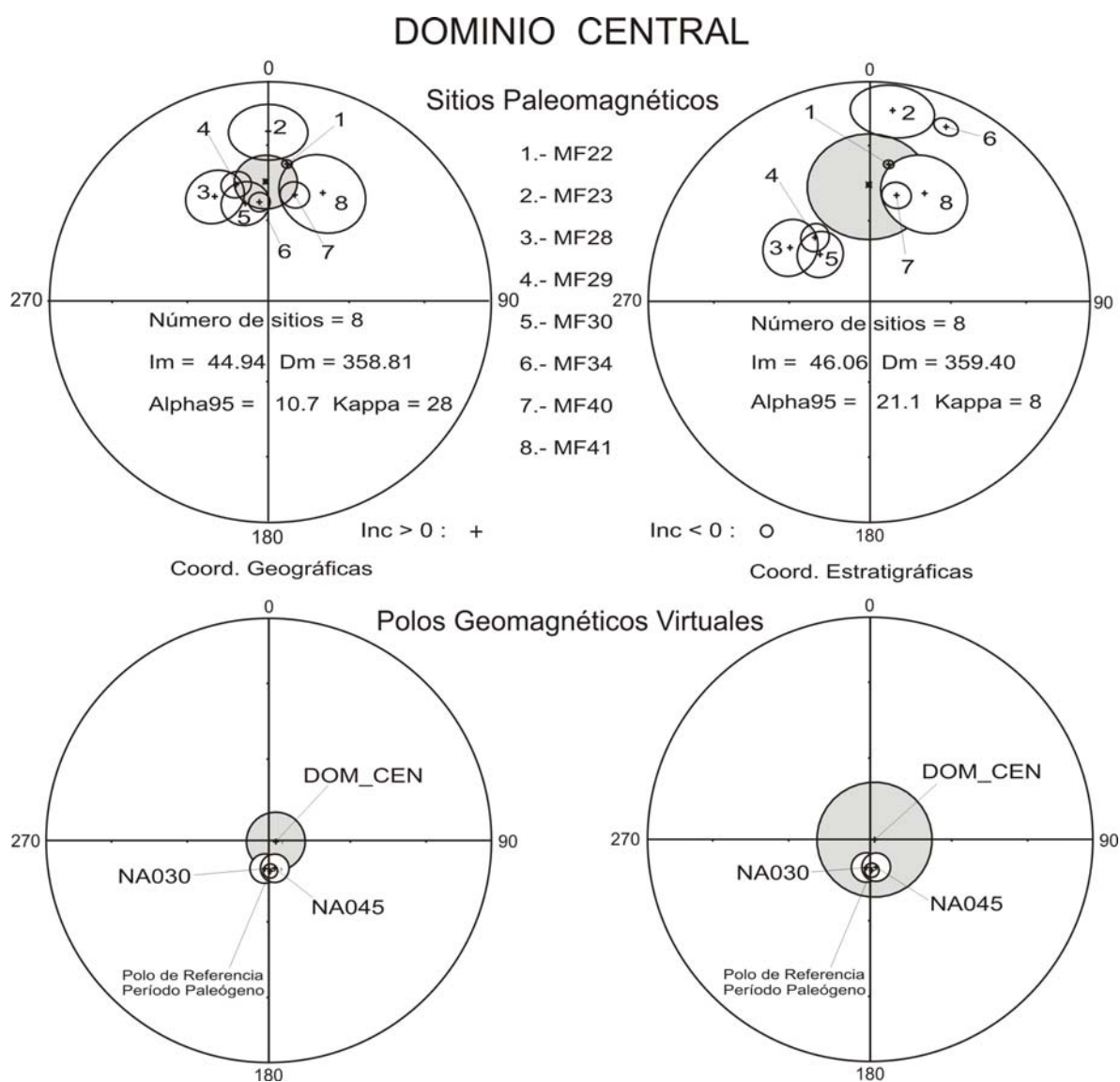


Figura 8. 29.- Diagramas de igual área (Estereogramas de Lambert) en la porción superior, con las medias de Fisher en coordenadas geográficas y estratigráficas, de 8 sitios paleomagnéticos adscritos al dominio central del lineamiento, mostrando los círculos de confianza de alfa (95%) de cada sitio, además de la media estadística grupal en símbolo mayor y su elipse de 95% de confianza en color gris. En la porción inferior se muestra el Polo Geomagnético Virtual en coordenadas geográficas y estratigráficas, calculado a partir de la media estadística correspondiente del grupo de 8 sitios y comparado con los polos de referencia del Oligoceno Temprano (30 Ma), del Eoceno Medio (45 Ma) y del Período Paleógeno de Besse y Courtillot (2002).

En coordenadas estratigráficas, la dirección media de Fisher presenta una Declinación = 359.40° , Inclinación = 46.06° , Alfa (95%) = 21.09° , $k = 7.85$, $n = 8$ (Fig. 8.29). Esta dirección media del grupo presenta la ubicación geográfica de Latitud = 28.9° y Longitud = 254.7° , que permite el cálculo de un Polo Geomagnético Virtual con Longitud = 94.5° , Latitud = 88.4° , $dp = 17.2$, $dm = 26.9$, PaleoLatitud = 27.4 , y $n = 8$.

8. 6. 8. 1. 3. Dominio Oriental

En coordenadas geográficas, los 9 sitios paleomagnéticos concentrados al oriente del lineamiento presentan la dirección media de Fisher con Declinación = 353.52° , Inclinación = 53.11° , Alfa (95%) = 8.42° , $k = 38.33$, $n = 9$ (Fig. 8.30). Esta dirección media del grupo presenta la ubicación geográfica de Latitud = 29.3° y Longitud = 255.8° , que permite el cálculo de un Polo Geomagnético Virtual con Longitud = 205.8° , Latitud = 83.0° , $dp = 8.09$, $dm = 11.67$, PaleoLatitud = 33.67 , y $n = 9$.

En coordenadas estratigráficas, la dirección media de Fisher presenta una Declinación = 0.64° , Inclinación = 40.58° , Alfa (95%) = 21.40° , $k = 6.75$, $n = 9$ (Fig. 8.30). Esta dirección media del grupo presenta la ubicación geográfica de Latitud = 28.6° y Longitud = 253.8° , que permite el cálculo de un Polo Geomagnético Virtual con Longitud = 70.3° , Latitud = 83.9° , $dp = 15.67$, $dm = 25.9$, PaleoLatitud = 23.18 , y $n = 9$.

DOMINIO ORIENTAL

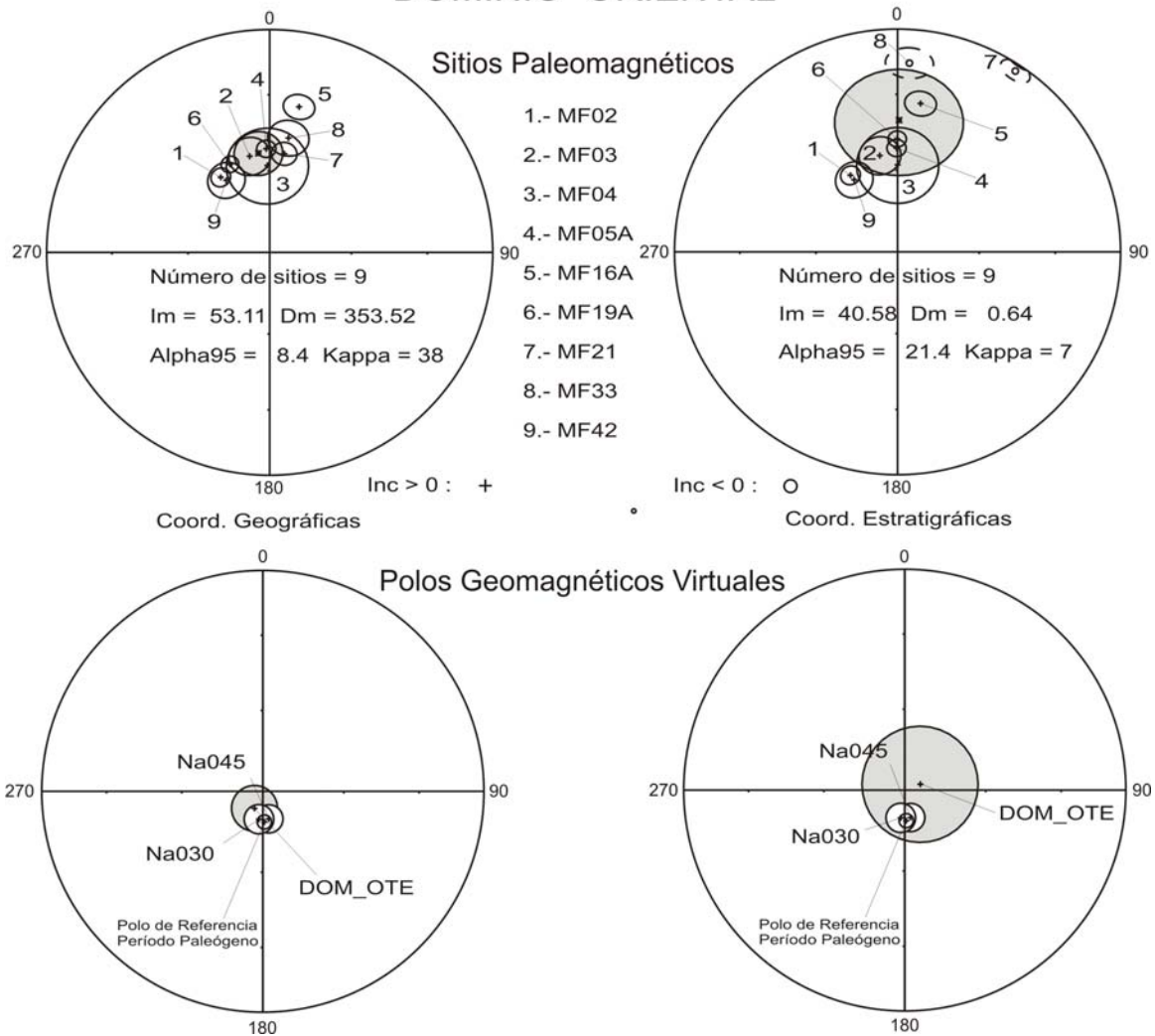


Figura 8. 30.- Proyecciones estereográficas de igual área que muestran en la porción superior las medias de Fisher en coordenadas geográficas y estratigráficas, de 9 sitios paleomagnéticos adscritos al dominio oriental del lineamiento, mostrando los círculos de confianza de alfa (95%) de cada sitio, además de la media estadística grupal en símbolo mayor y su elipse de 95% de confianza en color gris. En la porción inferior se muestra el Polo Geomagnético Virtual en coordenadas geográficas y estratigráficas, calculado a partir de la media estadística correspondiente del grupo de 9 sitios y comparado con los polos de referencia del Oligoceno Temprano (30 Ma), del Eoceno Medio (45 Ma) y del Período Paleógeno de Besse y Courtillot (2002).

8. 6. 8. 2. Distribución por sectores Septentrional y Meridional

En la Fig. 8.31 se presenta el arreglo de los dominios Septentrional con 14 sitios considerados, entre los que están: MF06, MF07, MF10, MF11, MF13, MF14, MF22,

MF23, MF33, MF34, MF40, MF41, MF42 y MF44, y el Meridional con 8 sitios, entre los que se encuentran: MF01, MF02, MF03, MF04, MF05, MF16, MF19, MF21, MF28, MF29 y MF30. Un tercer dominio se configura con la suma de todos los sitios que se aplican en el análisis paleomagnético, con los 25 sitios totales.

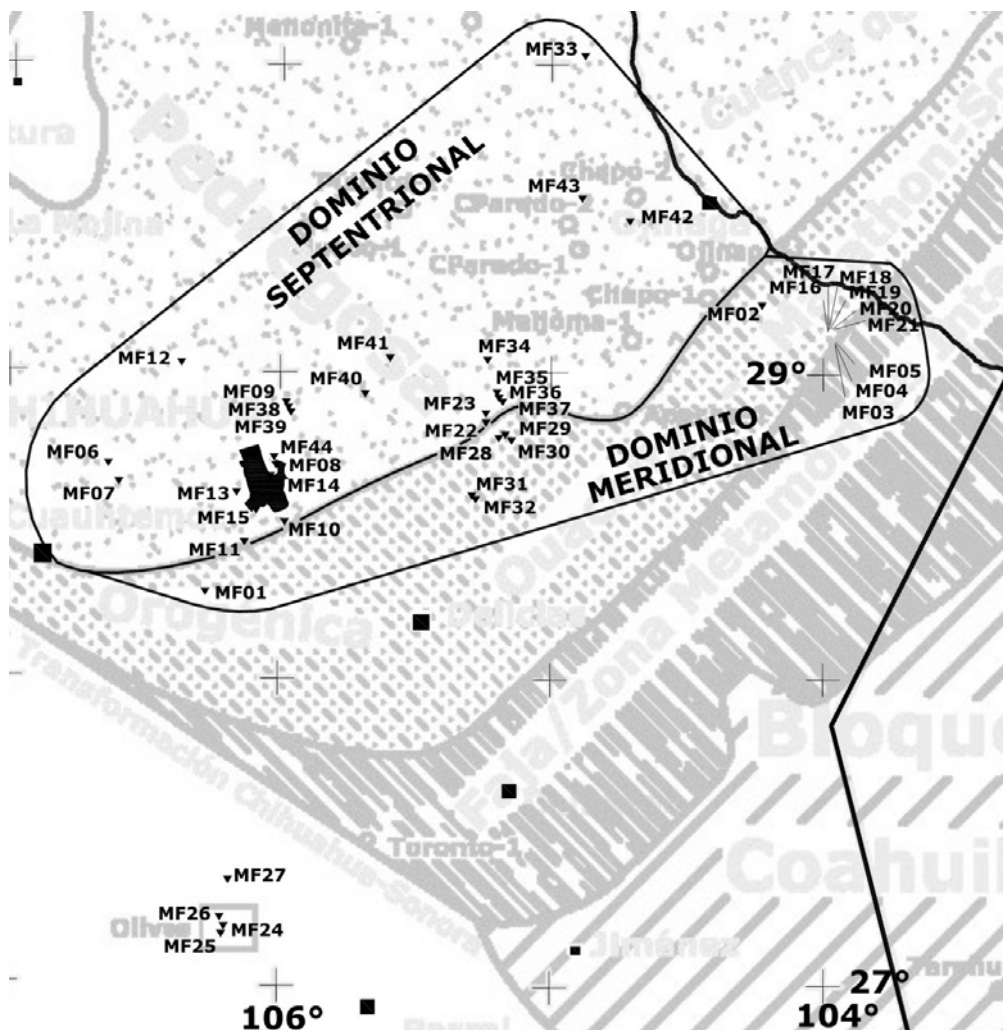


Figura 8. 31.- Sobre el mapa de elementos tectónicos del norte de México, se muestra la distribución de los sitios paleomagnéticos adscritos al Lineamiento Delicias – Mulato del Estado de Chihuahua. Dada la concentración de los sitios, se efectúa el agrupamiento en dominios geográficos septentrional y meridional, señalados para su análisis paleomagnético.

8. 6. 8. 2. 1. Dominio Septentrional

En coordenadas geográficas, los 14 sitios paleomagnéticos concentrados al norte del lineamiento presentan la dirección media de Fisher con Declinación = 355.57° , Inclinación

= 42.87° , Alfa (95%) = 8.43° , $k = 23.19$, $n = 14$ (Fig. 8.32). Esta dirección media del grupo presenta la ubicación geográfica de Latitud = 28.9° y Longitud = 254.3° , que permite el cálculo de un Polo Geomagnético Virtual con Longitud = 120.0° , Latitud = 84.4° , $dp = 6.45$, $dm = 10.4$, PaleoLatitud = 24.9° , y $n = 14$.

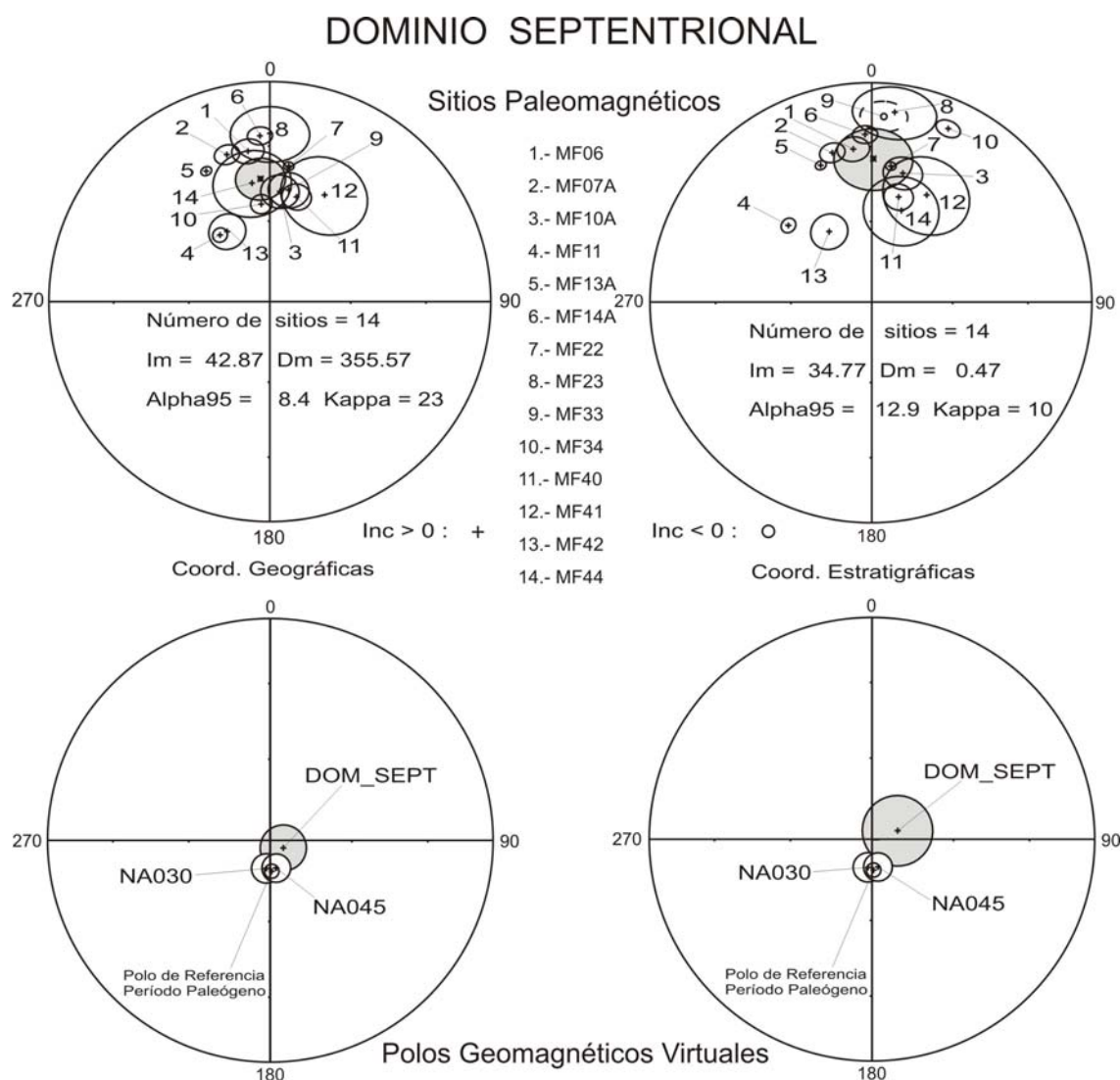


Figura 8. 32.- En la porción superior se muestran las medias de Fisher en coordenadas geográficas y estratigráficas sobre la proyección de igual área de Lambert, de 14 sitios paleomagnéticos adscritos al dominio septentrional del lineamiento, mostrando los círculos de confianza de alfa (95%) de cada sitio, además de la media estadística grupal en símbolo mayor, con la elipse de 95% de confianza en color gris. En la porción inferior se muestra el Polo Geomagnético Virtual en coordenadas geográficas y estratigráficas, calculado a partir de la media estadística correspondiente del grupo de 14 sitios y comparado con los polos de referencia del Oligoceno Temprano (30 Ma), del Eoceno Medio (45 Ma) y del Período Paleógeno de Besse y Courtillot (2002).

En coordenadas estratigráficas, la dirección media de Fisher presenta una Declinación = 0.47° , Inclinação = 34.77° , Alfa (95%) = 12.89° , $k = 10.48$, $n = 14$ (Fig. 8.32). Esta dirección media del grupo presenta la ubicación geográfica de Latitud = 28.9° y Longitud = 254.3° , que permite el cálculo de un Polo Geomagnético Virtual con Longitud = 71.7° , Latitud = 80.2° , $dp = 8.52$, $dm = 14.82$, PaleoLatitud = 19.14 , y $n = 14$.

8. 6. 8. 2. 2. Dominio Meridional

En coordenadas geográficas, los 11 sitios paleomagnéticos concentrados al sur del lineamiento presentan la dirección media de Fisher con Declinación = 346.53° , Inclinação = 50.74° , Alfa (95%) = 7.61° , $k = 37.0$, $n = 11$ (Fig. 8.33). Esta dirección media del grupo presenta la ubicación geográfica de Latitud = 29.0° y Longitud = 255.5° , que permite el cálculo de un Polo Geomagnético Virtual con Longitud = 180.8° , Latitud = 78.1° , $dp = 6.91$, $dm = 10.26$, PaleoLatitud = 31.46 , y $n = 11$.

En coordenadas estratigráficas, la dirección media de Fisher presenta una Declinación = 348.65° , Inclinação = 50.13° , Alfa (95%) = 15.45° , $k = 9.69$, $n = 11$ (Fig. 8.33). Esta dirección media del grupo presenta la ubicación geográfica de Latitud = 29.0° y Longitud = 255.5° , que permite el cálculo de un Polo Geomagnético Virtual con Longitud = 179.3° , Latitud = 80.0° , $dp = 13.84$, $dm = 20.68$, PaleoLatitud = 30.91 , y $n = 11$.

DOMINIO MERIDIONAL

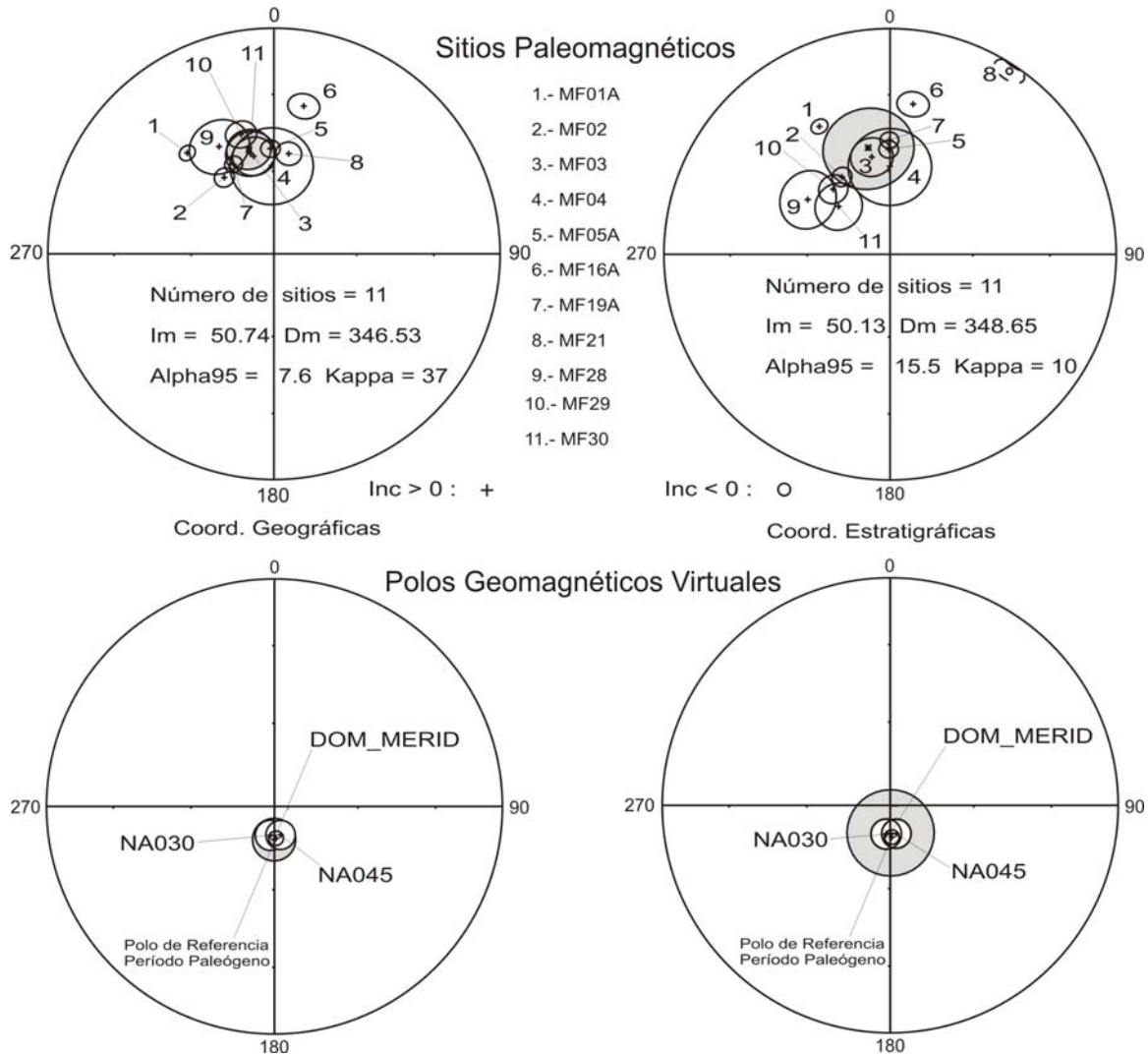


Figura 8. 33.- Proyecciones en la red estereográfica de igual área mostrando en la porción superior, las medias de Fisher en coordenadas geográficas y estratigráficas, de 11 sitios paleomagnéticos adscritos al dominio meridional del lineamiento, mostrando los círculos de confianza de α (95%) de cada sitio, además de la media estadística grupal en símbolo mayor, con la elipse de 95% de confianza en color gris. En la porción inferior se muestra el Polo Geomagnético Virtual en coordenadas geográficas y estratigráficas, calculado a partir de la media estadística correspondiente del grupo de 11 sitios y comparado con los polos de referencia del Oligoceno Temprano (30 Ma), del Eoceno Medio (45 Ma) y del Período Paleógeno de Besse y Courtillot (2002).

8. 6. 8. 2. 3. Dominio General

En coordenadas geográficas, los 25 sitios paleomagnéticos concentrados en todo el lineamiento, presentan la dirección media de Fisher con Declinación = 351.89° , Inclinación = 46.45° , Alfa (95%) = 5.78° , $k = 26.04$, $n = 25$ (Fig. 8.34). Esta dirección media del

grupo presenta la ubicación geográfica de Latitud = 28.9° y Longitud = 254.8° , que determina un Polo Geomagnético Virtual con Longitud = 157.5° , Latitud = 82.8° , $dp = 4.77$, $dm = 7.42$, PaleoLatitud = 27.7 , y $n = 25$.

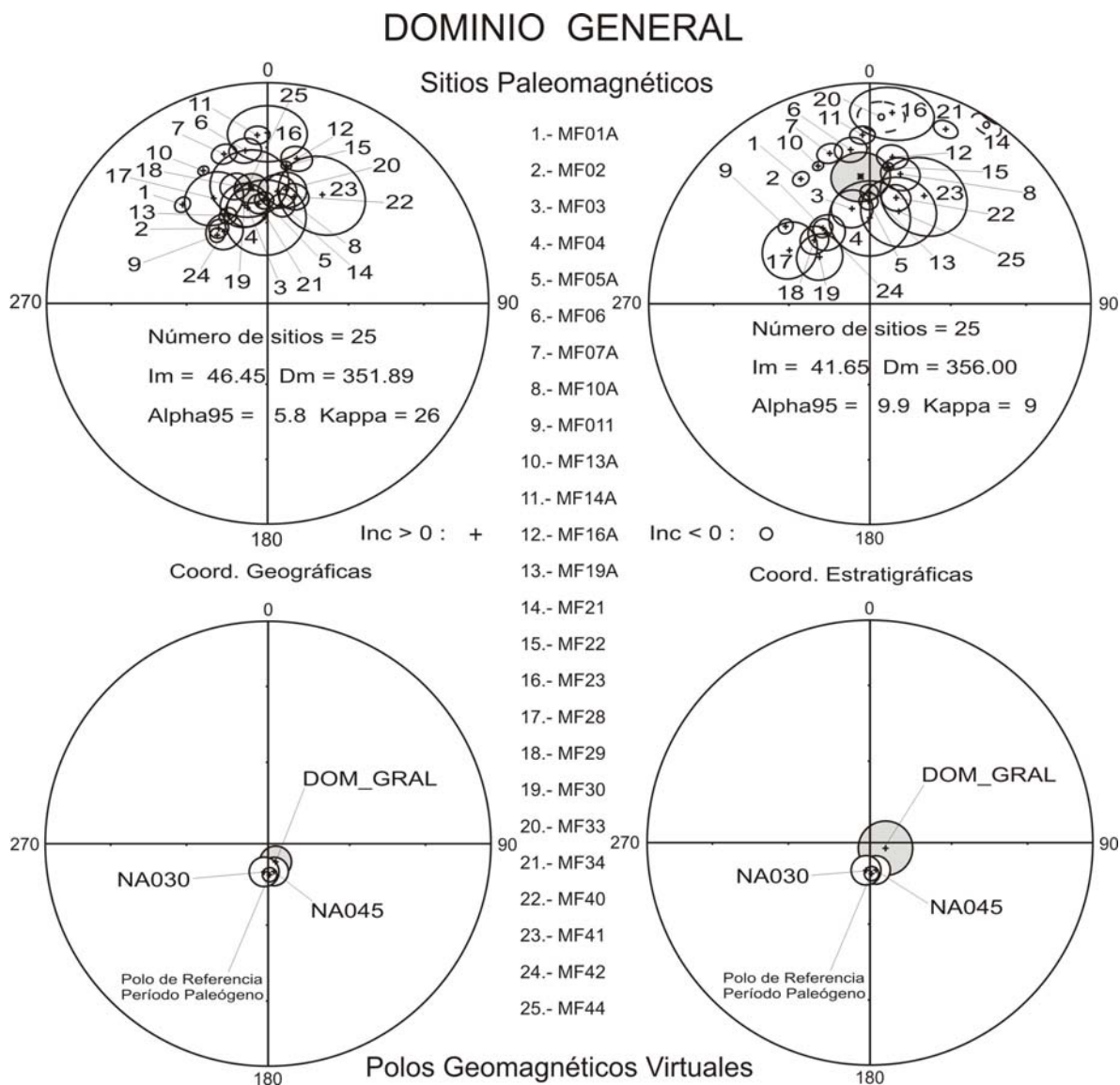


Figura 8. 34.- Estereogramas de Lambert en la porción superior, con las medias de Fisher en coordenadas geográficas y estratigráficas, de los 25 sitios paleomagnéticos adscritos al dominio general del lineamiento, mostrando los círculos de confianza de alfa (95%) de cada sitio, además de la media estadística grupal en símbolo mayor, con la elipse de 95% de confianza en color gris. En la porción inferior se muestra el Polo Geomagnético Virtual en coordenadas geográficas y estratigráficas, calculado a partir de la media estadística correspondiente del grupo de 25 sitios y comparado con los polos de referencia del Oligoceno Temprano (30 Ma), del Eoceno Medio (45 Ma) y del Período Paleógeno de Besse y Courtillot (2002).

En coordenadas estratigráficas, la dirección media de Fisher presenta una Declinación = 356.0° , Inclinación = 41.65° , Alfa (95%) = 9.94° , $k = 9.46$, $n = 25$ (Fig. 8.34). Esta dirección media del grupo presenta la ubicación geográfica de Latitud = 28.9° y Longitud = 254.8° , que permite el cálculo de un Polo Geomagnético Virtual con Longitud = 111.7° , Latitud = 83.9° , $dp = 7.43$, $dm = 12.16$, PaleoLatitud = 23.97 , y $n = 25$.

8. 6. 9. Resumen de datos paleomagnéticos

En base a las descripciones e información paleomagnética de los sitios considerados en el análisis para el Lineamiento Delicias-Mulato (Tablas 4 y 5), se diferenciaron 10 grupos (1. Paleógeno Ígneo, 2. Paleógeno Ígneo Adicionado, 3. Sedimentario Remagnetizado, 4. Sedimentario Remagnetizado Adicionado, 5. Dominio Occidental, 6. Dominio Central, 7. Dominio Oriental, 8. Dominio Septentrional, 9. Dominio Meridional y 10. Dominio General), cuya magnetización característica y secundaria se establece fue adquirida por las rocas del lineamiento durante el Paleógeno (Fig. 8.35).

Los datos paleomagnéticos se resumen en la Tabla 6 donde la media de los paleopolos de los grupos y dominios definidos para el Lineamiento Delicias-Mulato se muestra en coordenadas geográficas y estratigráficas. En cada caso, ésta se compara con las direcciones esperadas de acuerdo a la trayectoria aparente de los polos del Eoceno Medio, del Oligoceno Temprano. No obstante, dado que existe poco vagabundeo polar entre los polos del Oligoceno y del Eoceno, así como una gran dispersión de los datos, efectuamos también la comparación con la trayectoria aparente del polo para el Período Paleógeno de Norte América (APWP por sus siglas en inglés).

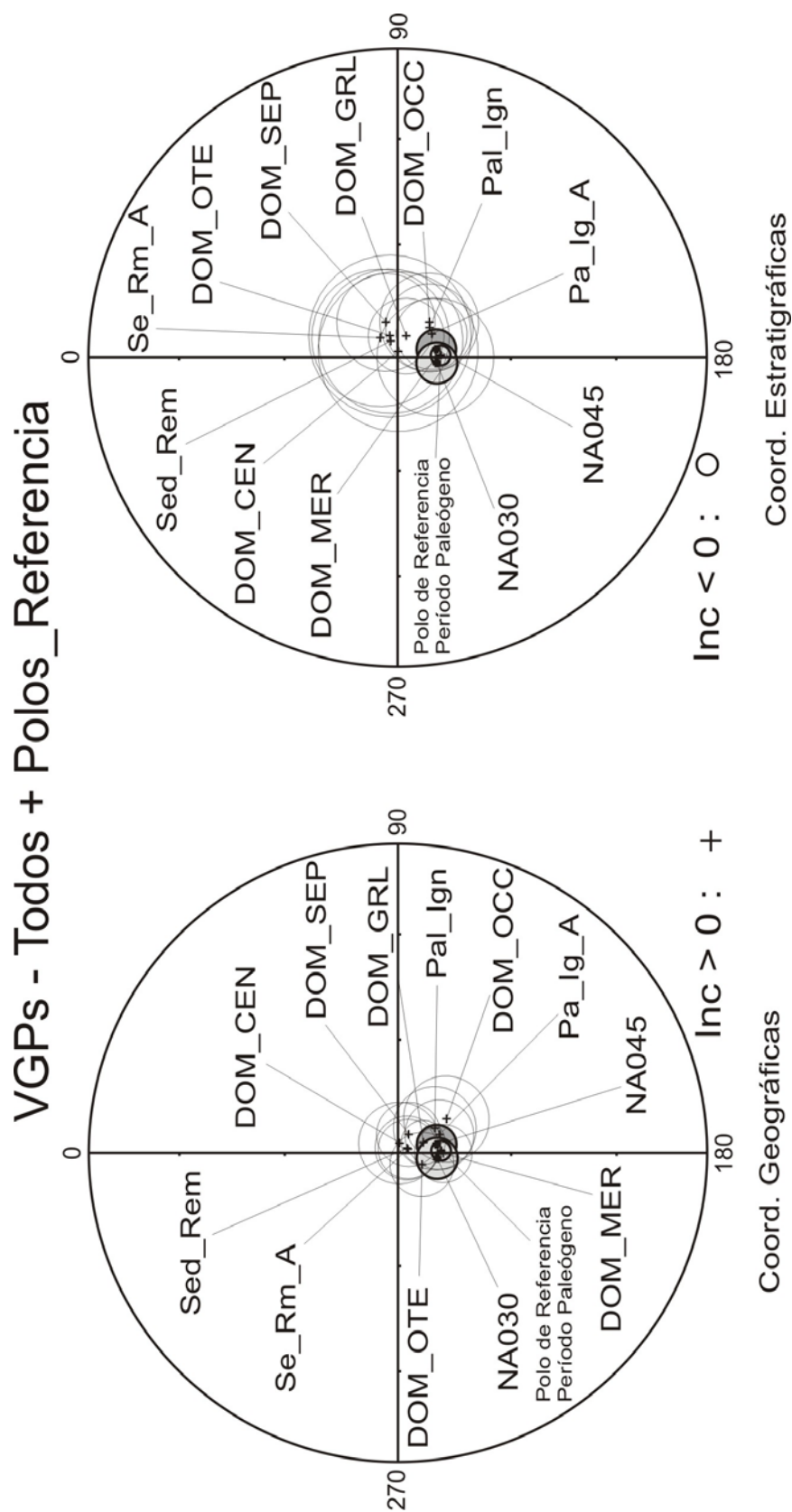


Figura 8. 35.- Estereogramas de Lambert con la proyección de los polos geomagnéticos virtuales de todos los grupos paleomagnéticos conformados con los 25 sitios considerados en el análisis del lineamiento, con los conos de confianza (95%). También se muestran los polos de referencia del Eoceno Medio (45 Ma). Oligoceno Temprano (30 Ma) y del Período Paleógeno de Besse y Courtillot (2002), con sus elipses de alfa (95%) en tonos de gris.

En términos generales, se observa que las medias estadísticas determinadas en coordenadas geográficas para los grupos seleccionados, contienen elipses de alfa 95% con valores angulares menores y parámetros de concentración (k) con valores más altos que los determinados en coordenadas estratigráficas, indicando la probabilidad de que los parámetros paleomagnéticos “in situ” sean mejores expositores de la remanencia magnética, especialmente cuando se considera la influencia de remagnetización durante el Paleógeno de los sitios correspondientes. Es decir, en coordenadas geográficas, a diferencia de las estratigráficas, se observa una menor y más conservativa discordancia de los parámetros estadísticos entre el polo observado y el polo esperado (Tabla 6).

8. 6. 9. 1. Paleógeno Ígneo

El grupo denominado Paleógeno Ígneo está compuesto por 9 sitios de rocas ígneas plutónicas y volcánicas del Paleógeno (una del Eoceno Medio [MF14] y ocho del Oligoceno Temprano [MF02, MF03, MF06, MF07, MF10, MF11, MF13 y MF22]), las cuales pudieron adquirir una magnetización termoremanente característica entre los 45 y 28 Ma.

Sin embargo, la ignimbrita del Eoceno Medio donde se practicó el sitio MF14 debe su basculamiento principal al empuje del intrusivo granítico sepultado a profundidad y cuya edad se desconoce. Adicionalmente al metamorfismo aplicado por el intrusivo al sitio MF14, se observa en la ignimbrita la influencia de soluciones hidrotermales que la decoloran de un rojo oscuro a un rosa pálido. La aureola de metamorfismo termal y el hidrotermalismo debieron remagnetizar a la roca, y de ahí su agrupamiento con los sitios de rocas ígneas del Oligoceno Temprano (Fig. 8.16).

RESUMEN DE DATOS PALEOMAGNÉTICOS EN BASE A COORDENADAS GEOGRÁFICAS											
Grupo Paleomagnético	Edad de la Magnetización	Número de sitios	Promedio Coordenadas Geográficas			Inclinación (°)	k	α_{95}	Polo Geomagnético Virtual		
			Latitud "Norte"	Longitud "Este"	Declinación (°)				Latitud "Norte"	Longitud "Este"	Paleo Latitud
Paleógeno Igneo	Oligoceno Temprano	9	28.8	254.3	347.86	42.49	23.27	10.90	78.40	146.00	8.29
Paleógeno Igneo	Eoceno Medio	9	28.8	254.3	347.86	42.49	23.27	10.90	78.40	146.00	8.29
Paleógeno Igneo	Paleógeno	9	28.8	254.3	347.86	42.49	23.27	10.90	78.40	146.00	8.29
Paleógeno Igneo Adicionado	Oligoceno Temprano	12	28.8	254.6	346.78	44.83	23.70	9.10	78.10	156.20	7.25
Paleógeno Igneo Adicionado	Eoceno Medio	12	28.8	254.6	346.78	44.83	23.70	9.10	78.10	156.20	7.25
Paleógeno Igneo Adicionado	Paleógeno	12	28.8	254.6	346.78	44.83	23.70	9.10	78.10	156.20	7.25
Sedimentario Remagnetizado	Oligoceno Temprano	12	29.1	255.0	357.00	47.30	27.42	8.40	87.30	151.90	7.06
Sedimentario Remagnetizado	Eoceno Medio	12	29.1	255.0	357.00	47.30	27.42	8.40	87.30	151.90	7.06
Sedimentario Remagnetizado	Paleógeno	12	29.1	255.0	357.00	47.30	27.42	8.40	87.30	151.90	7.06
Sedimen. Remag. Adicionado	Oligoceno Temprano	13	29.10	255.00	356.8	47.7	29.571	7.8	87.20	159.40	6.61
Sedimen. Remag. Adicionado	Eoceno Medio	13	29.10	255.00	356.8	47.7	29.571	7.8	87.20	159.40	6.61
Sedimen. Remag. Adicionado	Paleógeno	13	29.10	255.00	356.8	47.7	29.571	7.8	87.20	159.40	6.61
Dominio Occidental	Oligoceno Temprano	8	28.6	253.8	344.02	39.86	25.07	11.28	74.40	145.00	8.50
Dominio Occidental	Eoceno Medio	8	28.6	253.8	344.02	39.86	25.07	11.28	74.40	145.00	8.50
Dominio Occidental	Paleógeno	8	28.6	253.8	344.02	39.86	25.07	11.28	74.40	145.00	8.50
Dominio Central	Oligoceno Temprano	8	28.9	254.7	358.81	44.94	27.65	10.72	87.40	98.80	8.56
Dominio Central	Eoceno Medio	8	28.9	254.7	358.81	44.94	27.65	10.72	87.40	98.80	8.56
Dominio Central	Paleógeno	8	28.9	254.7	358.81	44.94	27.65	10.72	87.40	98.80	8.56
Dominio Oriental	Oligoceno Temprano	9	29.3	255.8	353.52	53.11	38.33	8.42	83.00	205.80	8.09
Dominio Oriental	Eoceno Medio	9	29.3	255.8	353.52	53.11	38.33	8.42	83.00	205.80	8.09
Dominio Oriental	Paleógeno	9	29.3	255.8	353.52	53.11	38.33	8.42	83.00	205.80	8.09
Dominio Septentrional	Oligoceno Temprano	14	28.9	254.3	355.57	42.87	23.19	8.43	84.40	120.00	6.45
Dominio Septentrional	Eoceno Medio	14	28.9	254.3	355.57	42.87	23.19	8.43	84.40	120.00	6.45
Dominio Septentrional	Paleógeno	14	28.9	254.3	355.57	42.87	23.19	8.43	84.40	120.00	6.45
Dominio Meridional	Oligoceno Temprano	11	29.0	255.5	346.53	50.74	37.00	7.61	78.10	180.80	6.91
Dominio Meridional	Eoceno Medio	11	29.0	255.5	346.53	50.74	37.00	7.61	78.10	180.80	6.91
Dominio Meridional	Paleógeno	11	29.0	255.5	346.53	50.74	37.00	7.61	78.10	180.80	6.91
Dominio General	Oligoceno Temprano	25	28.9	254.8	351.89	46.45	26.04	5.78	82.80	157.50	4.77
Dominio General	Eoceno Medio	25	28.9	254.8	351.89	46.45	26.04	5.78	82.80	157.50	4.77
Dominio General	Paleógeno	25	28.9	254.8	351.89	46.45	26.04	5.78	82.80	157.50	4.77

RESUMEN DE DATOS PALEOMAGNÉTICOS EN BASE A COORDENADAS ESTRATIGRÁFICAS											
Grupo Paleomagnético	Edad de la Magnetización	Número de sitios	Promedio Coordenadas Geográficas			Inclinación (°)	k	α_{95}	Polo Geomagnético Virtual		
			Latitud "Norte"	Longitud "Este"	Declinación (°)				Latitud "Norte"	Longitud "Este"	Paleo Latitud
Paleógeno Igneo	Oligoceno Temprano	9	28.8	254.3	348.92	40.45	20.84	11.55	78.50	137.00	8.44
Paleógeno Igneo	Eoceno Medio	9	28.8	254.3	348.92	40.45	20.84	11.55	78.50	137.00	8.44
Paleógeno Igneo	Paleógeno	9	28.8	254.3	348.92	40.45	20.84	11.55	78.50	137.00	8.44
Paleógeno Igneo Adicionado	Oligoceno Temprano	12	28.8	254.6	348.71	42.66	22.55	9.34	79.10	145.30	7.12
Paleógeno Igneo Adicionado	Eoceno Medio	12	28.8	254.6	348.71	42.66	22.55	9.34	79.10	145.30	7.12
Paleógeno Igneo Adicionado	Paleógeno	12	28.8	254.6	348.71	42.66	22.55	9.34	79.10	145.30	7.12
Sedimentario Remagnetizado	Oligoceno Temprano	12	29.1	255.0	0.7	42.3	6.162	19	85.30	67.20	14.39
Sedimentario Remagnetizado	Eoceno Medio	12	29.1	255.0	0.7	42.3	6.162	19	85.30	67.20	14.39
Sedimentario Remagnetizado	Paleógeno	12	29.1	255.0	0.7	42.3	6.162	19	85.30	67.20	14.39
Sedimen. Remag. Adicionado	Oligoceno Temprano	13	29.10	255.00	3.3	40.1	6.185	18.1	83.10	48.90	13.14
Sedimen. Remag. Adicionado	Eoceno Medio	13	29.10	255.00	3.3	40.1	6.185	18.1	83.10	48.90	13.14
Sedimen. Remag. Adicionado	Paleógeno	13	29.10	255.00	3.3	40.1	6.185	18.1	83.10	48.90	13.14
Dominio Occidental	Oligoceno Temprano	8	28.6	253.8	348.58	38.25	19.21	12.97	77.50	131.90	9.10
Dominio Occidental	Eoceno Medio	8	28.6	253.8	348.58	38.25	19.21	12.97	77.50	131.90	9.10
Dominio Occidental	Paleógeno	8	28.6	253.8	348.58	38.25	19.21	12.97	77.50	131.90	9.10
Dominio Central	Oligoceno Temprano	8	28.9	254.7	359.40	46.06	7.85	21.09	88.40	94.50	17.25
Dominio Central	Eoceno Medio	8	28.9	254.7	359.40	46.06	7.85	21.09	88.40	94.50	17.25
Dominio Central	Paleógeno	8	28.9	254.7	359.40	46.06	7.85	21.09	88.40	94.50	17.25
Dominio Oriental	Oligoceno Temprano	9	29.3	255.8	0.64	40.54	6.75	21.40	83.80	70.30	15.66
Dominio Oriental	Eoceno Medio	9	29.3	255.8	0.64	40.54	6.75	21.40	83.80	70.30	15.66
Dominio Oriental	Paleógeno	9	29.3	255.8	0.64	40.54	6.75	21.40	83.80	70.30	15.66
Dominio Septentrional	Oligoceno Temprano	14	28.9	254.3	0.47	34.77	10.48	12.89	80.20	71.70	8.52
Dominio Septentrional	Eoceno Medio	14	28.9	254.3	0.47	34.77	10.48	12.89	80.20	71.70	8.52
Dominio Septentrional	Paleógeno	14	28.9	254.3	0.47	34.77	10.48	12.89	80.20	71.70	8.52
Dominio Meridional	Oligoceno Temprano	11	29.0	255.5	348.65	50.13	9.69	15.45	80.00	179.30	13.84
Dominio Meridional	Eoceno Medio	11	29.0	255.5	348.65	50.13	9.69	15.45	80.00	179.30	13.84
Dominio Meridional	Paleógeno	11	29.0	255.5	348.65	50.13	9.69	15.45	80.00	179.30	13.84
Dominio General	Oligoceno Temprano	25	28.9	254.8	356.00	41.65	9.46	9.94	83.90	111.70	7.43
Dominio General	Eoceno Medio	25	28.9	254.8	356.00	41.65	9.46	9.94	83.90	111.70	7.43
Dominio General	Paleógeno	25	28.9	254.8	356.00	41.65	9.46	9.94	83.90	111.70	7.43

Tabla 6.- Resumen de datos paleomagnéticos del Lineamiento Delicias - Mulato

RESUMEN DE DATOS PALEOMAGNÉTICOS EN BASE A COORDENADAS GEOGRÁFICAS

Grupo Paleomagnético	Declinación (°) Inclinación (°)		α ₉₅	Polo de Referencia NA		dp	dm	Paleo Latitud	p ₀	p _r	s	ΔD ₀	ΔD _x	ΔI ₀	ΔI _x	ΔI ₀	ΔI _x	R(°) §	±ΔR	F(°)	±ΔF	p(°)	±Δp
	Esperada	Observada		Latitud °Norte	Longitud °Este																		
Paleógeno Igneo	348.69	51.86	5.4	79.6	187.9	5.04	7.38	32.49	65.38	57.51	7.904	12.01	6.41	10.90	5.79	-	-0.81	10.89	9.37	9.87	9.87	7.87	9.73
Paleógeno Igneo	348.12	47.87	5.2	79.6	187.9	4.43	6.78	28.93	65.38	61.07	4.318	12.01	5.94	10.90	6.11	-	-0.24	10.72	5.38	10.00	4.31	9.66	9.66
Paleógeno Igneo	347.38	51.13	2.6	78.7	182.9	2.38	3.52	31.81	65.38	58.18	7.21	12.01	3.06	10.90	2.84	-	-0.50	9.91	8.64	9.01	8.64	7.20	8.96
Paleógeno Igneo Adicionado	348.67	51.81	5.4	79.6	187.9	5.03	7.37	32.44	63.58	57.56	6.225	10.17	6.40	9.10	5.80	-	-1.84	9.62	6.98	8.63	6.02	8.47	8.47
Paleógeno Igneo Adicionado	348.12	47.81	5.2	79.6	187.9	4.42	6.78	28.88	63.58	61.12	2.707	10.17	5.94	9.10	6.12	-	-1.29	9.42	2.98	8.77	2.45	8.38	8.38
Paleógeno Igneo Adicionado	347.36	51.07	2.6	78.7	182.9	2.38	3.52	31.76	63.58	58.24	5.354	10.17	3.06	9.10	2.84	-	-0.53	8.50	6.24	7.63	5.33	7.57	7.57
Sedimentario Remagnetizado	348.61	52.05	5.4	79.6	187.9	5.03	7.39	32.66	61.55	57.34	8.366	9.56	6.42	8.40	5.76	-	-8.40	9.21	4.75	8.15	4.75	7.99	7.99
Sedimentario Remagnetizado	348.09	48.07	5.2	79.6	187.9	4.45	6.78	29.1	61.55	60.9	7.84	9.56	5.95	8.40	6.08	-	-8.92	9.01	0.77	8.30	0.64	7.90	7.90
Sedimentario Remagnetizado	347.30	51.31	2.6	78.7	182.9	2.39	3.53	31.98	61.55	58.03	9.091	9.56	3.07	8.40	2.82	-	-9.71	8.03	4.01	7.09	3.52	7.03	7.03
Sedimen. Remag. Adicionado	348.61	52.05	5.4	79.6	187.9	5.06	7.39	32.66	61.21	57.34	8.05	8.91	6.42	7.80	5.76	-	-8.21	8.78	4.35	7.76	3.88	7.59	7.59
Sedimen. Remag. Adicionado	348.09	48.07	5.2	79.6	187.9	4.45	6.78	29.1	61.21	60.9	7.642	8.91	5.95	7.80	6.08	-	-8.73	8.57	0.37	7.91	0.31	7.50	7.50
Sedimen. Remag. Adicionado	347.30	51.31	2.6	78.7	182.9	2.39	3.53	31.98	61.21	58.03	8.802	8.91	3.07	7.80	2.82	-	-9.52	7.54	3.61	6.64	3.18	6.58	6.58
Sedimen. Remag. Adicionado	348.75	51.75	5.4	79.6	187.9	5.02	7.37	32.38	67.36	57.62	10.61	12.24	6.40	11.28	5.81	-	-4.76	11.05	11.88	10.15	9.74	10.00	10.00
Domino Occidental	348.14	47.74	5.2	79.6	187.9	4.41	6.77	28.82	67.36	61.17	7.226	12.24	5.94	11.28	6.13	-	-4.15	10.88	7.88	10.27	6.18	9.94	9.94
Domino Occidental	347.43	51.02	2.6	78.7	182.9	2.38	3.52	31.71	67.36	58.28	9.574	12.24	3.06	11.28	2.84	-	-3.44	10.09	11.16	9.31	9.07	9.26	9.26
Domino Central	348.76	51.86	5.4	79.6	187.9	5.04	7.38	32.52	63.48	57.48	10.68	12.00	6.41	10.72	5.78	-	-10.16	10.88	6.92	9.74	6.00	9.60	9.60
Domino Central	348.11	47.90	5.2	79.6	187.9	4.43	6.79	28.96	63.48	61.04	9.776	12.00	5.95	10.72	6.11	-	-10.70	10.71	2.96	9.87	2.44	9.53	9.53
Domino Central	347.34	51.16	2.6	78.7	182.9	2.39	3.52	31.84	63.48	58.16	11.33	12.00	3.06	10.72	2.83	-	-11.47	9.91	6.22	8.87	5.31	8.82	8.82
Domino Oriental	348.53	52.11	5.4	79.6	187.9	5.07	7.4	32.72	66.35	57.28	4.308	10.13	6.42	8.42	5.75	-	-5.03	9.60	-1.00	8.16	-0.92	8.00	8.00
Domino Oriental	347.24	51.35	2.6	78.7	182.9	2.4	3.53	32.01	66.35	57.99	5.555	10.13	3.07	8.42	2.82	-	-6.32	8.47	-1.76	7.10	-1.63	7.05	7.05
Domino Septentrional	348.68	51.97	5.4	79.6	187.9	5.05	7.39	32.59	65.08	57.41	9.767	9.30	6.41	8.43	5.77	-	-6.91	9.04	9.10	8.17	7.67	8.01	8.01
Domino Septentrional	348.11	47.98	5.2	79.6	187.9	4.44	6.79	29.03	65.08	60.97	7.826	9.30	5.95	8.43	6.03	-	-7.47	8.83	5.11	8.32	4.11	7.96	7.96
Domino Septentrional	347.36	51.24	2.6	78.7	182.9	2.39	3.53	31.91	65.08	58.09	10.05	9.30	3.06	8.43	2.83	-	-8.22	7.84	8.37	7.11	7.00	7.02	7.02
Domino Meridional	348.59	51.85	5.4	79.6	187.9	5.04	7.37	32.48	58.53	57.92	2.031	8.93	6.41	7.61	5.79	-	-2.07	8.79	1.11	7.65	1.02	7.46	7.46
Domino Meridional	348.11	47.84	5.2	79.6	187.9	4.42	6.78	28.91	58.53	61.09	2.902	8.93	5.94	7.61	6.11	-	-1.59	8.58	-2.90	7.81	-2.55	7.37	7.37
Domino Meridional	347.29	51.09	2.6	78.7	182.9	2.38	3.52	31.78	58.53	58.22	0.734	8.93	3.06	7.61	2.84	-	-0.78	7.55	0.35	6.50	0.31	6.43	6.43
Domino General	348.65	51.88	5.4	79.6	187.9	5.04	7.38	32.51	62.26	57.5	5.539	6.53	6.41	5.78	5.79	-	-3.28	7.32	5.43	6.54	1.70	6.22	6.22
Domino General	348.11	47.88	5.2	79.6	187.9	4.43	6.78	28.94	62.26	61.06	3.561	6.53	5.94	5.78	6.11	-	-3.81	7.07	1.43	6.73	1.20	6.22	6.22
Domino General	347.34	51.14	2.6	78.7	182.9	2.38	3.52	31.82	62.26	58.18	5.693	6.53	3.06	5.78	2.84	-	-4.59	5.77	4.69	5.15	4.07	5.07	5.07

RESUMEN DE DATOS PALEOMAGNÉTICOS EN BASE A COORDENADAS ESTRATIGRÁFICAS

Grupo Paleomagnético	Declinación (°)		Inclinación (°)	α ₉₅	Polo de Referencia NA		dp	dm	Paleo Latitud	p ₀	p _r	s	ΔD ₀	ΔD _x	ΔI ₀	ΔI _x	Pro-Anti	R(°) §	±ΔR	F(°)	±ΔF	p(°)	±Δp
	Esperada	Observada			Latitud °Norte	Longitud °Este																	
Paleógeno Igneo	348.69	51.86	5.4	79.6	187.9	5.04	7.38	32.49	66.92	57.51	9.417	12.57	6.41	11.55	5.79	+	-0.21	11.29	11.41	10.34	9.42	10.20	10.20
	348.12	47.87	5.2	79.6	187.9	4.43	6.78	28.93	66.92	61.07	5.897	12.57	5.94	11.55	6.11	+	-0.78	11.12	7.42	10.45	5.86	10.13	10.13
	347.38	51.13	2.6	78.7	182.9	2.38	3.52	31.81	66.92	58.18	8.843	12.57	3.06	11.55	2.84	+	-1.52	10.35	10.68	9.51	8.74	9.47	9.47
	348.67	51.81	5.4	79.6	187.9	5.03	7.37	32.44	65.27	57.56	7.713	10.29	6.40	9.34	5.80	+	0.00	9.70	9.15	8.79	7.71	8.63	8.63
Paleógeno Igneo Adicionado	348.12	47.81	5.2	79.6	187.9	4.42	6.78	28.88	65.27	61.12	4.179	10.29	5.94	9.34	6.12	+	-0.55	9.51	5.15	8.93	4.15	8.55	8.55
	347.36	51.07	2.6	78.7	182.9	2.38	3.52	31.76	65.27	58.24	7.124	10.29	3.06	9.34	2.84	+	-1.31	8.59	8.41	7.81	7.03	7.76	7.76
	348.61	52.05	5.4	79.6	187.9	5.06	7.39	32.66	65.56	57.34	13.42	20.95	6.42	19.00	5.76	+	-12.09	17.53	9.75	15.88	8.22	15.80	15.80
	348.09	48.07	5.2	79.6	187.9	4.45	6.78	29.1	65.56	60.9	12.17	20.95	5.95	19.00	6.08	+	-12.61	17.43	5.77	15.96	4.66	15.76	15.76
Sedimentario Remagnetizado	347.30	51.31	2.6	78.7	182.9	2.39	3.53	31.98	65.56	58.03	13.99	20.95	3.07	19.00	2.82	+	-13.40	16.94	9.01	15.37	7.53	15.34	15.34
	348.61	52.05	5.4	79.6	187.9	5.06	7.39	32.66	67.14	57.34	16.24	19.70	6.42	18.10	5.76	+	-14.68	16.58	11.95	15.20	9.80	15.11	15.11
	348.09	48.07	5.2	79.6	187.9	4.45	6.78	29.1	67.14	60.9	15	19.70	5.95	18.10	6.08	+	-15.20	16.47	7.97	15.28	6.24	15.07	15.07
	347.30	51.31	2.6	78.7	182.9	2.39	3.53	31.98	67.14	58.03	16.83	19.70	3.07	18.10	2.82	+	-15.99	15.95	11.21	14.66	9.11	14.63	14.63
Domino Occidental	348.75	51.75	5.4	79.6	187.9	5.02	7.37	32.38	68.47	57.62	10.86	13.96	6.40	12.97	5.81	-	-0.14	12.29	13.50	11.37	10.85	11.24	11.24
	348.14	47.74	5.2	79.6	187.9	4.41	6.77	28.82	68.47	61.17	7.313	13.96	5.94	12.97	6.13	+	-0.47	12.14	9.49	11.48	7.30	11.18	11.18
	347.43	51.02	2.6	78.7	182.9	2.38	3.52	31.71	68.47	58.28	10.24	13.96	3.06	12.97	2.84	+	-1.18	11.43	12.77	10.62	10.19	10.58	10.58
	348.65	51.90	5.4	79.6	187.9	5.04	7.38	32.52	62.61	57.48	10.61	23.91	6.41	21.09	5.78	+	-10.74	19.80	5.84	17.50	5.13	17.42	17.42
Domino Central	348.11	47.90	5.2	79.6	187.9	4.43	6.79	28.96	62.61	61.04	10.06	23.91	5.95	21.09	6.11	+	-11.28	19.71	1.84	17.56	1.56	17.38	17.38
	347.34	51.16	2.6	78.7	182.9	2.39	3.52	31.84	62.61	58.16	11.37	23.91	3.06	21.09	2.83	+	-12.05	19.28	5.10	17.02	4.44	17.00	17.00
	348.53	52.11	5.4	79.6	187.9	5.07	7.4	32.72	66.87	57.28	14.35	23.38	6.42	21.40	5.75	+	-12.11	19.39	11.57	17.73	9.60	17.66	17.66
	348.08	48.13	5.2	79.6	187.9	4.45	6.8	29.15	66.87	60.85	12.78	23.38	5.96	21.40	6.08	+	-12.57	19.30	7.59	17.80	6.02	17.62	17.62
Domino Oriental	347.24	51.35	2.6	78.7	182.9	2.4	3.53	32.01	66.87	57.99	14.82	23.38	3.07	21.40	2.82	+	-13.41	18.86	10.81	17.27	8.89	17.25	17.25
	348.68	51.97	5.4	79.6	187.9	5.05	7.39	32.59	70.89	57.41	17.13	13.66	6.41	12.89	5.77	+	-11.79	12.07	17.20	11.30	13.48	11.18	11.18
	348.11	47.98	5.2	79.6	187.9	4.44	6.79	29.03	70.89	60.97	15.01	13.66	5.95	12.89	6.09	+	-12.36	11.92	13.21	11.41	9.92	11.12	11.12
	347.36	51.24	2.6	78.7	182.9	2.39	3.53	31.91	70.89	58.09	17.4	13.66	3.06	12.89	2.83	+	-13.11	11.20	16.47	10.56	12.80	10.52	10.52
Domino Septentrional	348.59	51.85	5.4	79.6	187.9	5.04	7.37	32.48	59.09	57.52	1.573	18.09	6.41	15.45	5.79	+	-0.08	15.35	1.72	13.20	1.57	13.09	13.09
	348.11	47.84	5.2	79.6	187.9	4.42	6.78	28.91	59.09	61.09	2.054	18.09	5.94	15.45	6.11	+	-0.56	15.23	-2.29	13.29	-2.00	13.04	13.04
	347.29	51.08	2.6	78.7	182.9	2.38	3.52	31.78	59.09	58.22	1.46	18.09	3.06	15.45	2.84	+	-1.37	14.68	0.96	12.57	0.87	12.53	12.53
	348.65	51.88	5.4	79.6	187.9	5.04	7.38	32.51	66.04	61.06	8.632	10.89	5.94	9.94	6.11	+	-7.35	10.11	10.23	9.20	8.54	9.05	9.05
Domino Meridional	348.11	47.88	5.2	79.6	182.9	4.43	6.78	28.94	66.04	61.06	8.632	10.89	5.94	9.94	6.11	+	-7.35	10.11	10.23	9.20	8.54	9.05	9.05
	347.34	51.14	2.6	78.7	182.9	2.38	3.52	31.82	66.04	58.18	10.96	10.89	3.06	9.94	2.84	+	-8.66	9.05	9.49	8.27	7.85	8.22	8.22

α_{95} y k son estimaciones del cono de 95% de confianza y del parámetro de precisión de la media del polo. Las declinaciones esperadas fueron calculadas utilizando el polo de referencia de Norte América a partir de los datos compilados por Besse y Courtillot, 2002.

Los límites de confianza de los polos magnéticos (dm , dp) corresponden al semi-eje mayor y menor respectivamente. ΔD y ΔI son los límites de confianza de la declinación e inclinación observada y esperada: p_o , p_r y s constituyen las distancias angulares que separan a los polos magnéticos observado y esperado a partir de la ubicación geográfica del sitio.

El aplanamiento (F) y el desplazamiento hacia el polo (p) se consideran positivos en transporte septentrional. La rotación tectónica aparente (R) es positiva para giro pro-horario en dirección del polo esperado al observado.

ΔR , ΔF y Δp representan los límites de confianza de la rotación tectónica aparente (R), del aplanamiento (F) y del transporte septentrional (p), respectivamente.

(§) El resultado (negativo ó positivo) que se muestra en la columna $R(^{\circ})$ no es indicativo de rotación pro-horaria (positividad) ó rotación anti-horaria (negatividad). Por inspección de las declinaciones observada y esperada en las columnas correspondientes, se debe concluir en su caso si R es pro-horaria ó anti-horaria (Butler, 1992), conclusión que se muestra en la columna “Pro-Anti ®”.

Tabla 6.- Resumen de datos paleomagnéticos del Lineamiento Delicias – Mulato (Continuación)

El bloque de corteza sobre el que se adscriben estos sitios paleomagnéticos y que abarca toda la región circunscrita al lineamiento, exhibe en coordenadas geográficas y para el Oligoceno Temprano, una rotación tectónica aparente anti-horaria (R) = $-0.81^{\circ} \pm 10.89$, un valor de aplanamiento (F) = $9.37^{\circ} \pm 9.87$ y un desplazamiento hacia el polo (p) = $7.87^{\circ} \pm 9.73$. Para el Paleógeno, la magnetización adquirida durante el período produce una rotación tectónica aparente pro-horaria (R) = $+0.50^{\circ} \pm 9.91$, un valor de aplanamiento (F) = $8.64^{\circ} \pm 9.01$ y un desplazamiento hacia el polo (p) = $7.20^{\circ} \pm 8.96$.

De lo anterior se desprende que los valores que se obtienen para la magnetización de las rocas ígneas consideradas para el lineamiento, en coordenadas geográficas y en relación con los polos de referencia tanto del Oligoceno Temprano, como del Período Paleógeno, exhiben una rotación tectónica (R) casi sin movimiento con respecto al eje vertical (-0.8° y $+0.5^{\circ}$). No así el desplazamiento hacia el polo (p), que muestran un movimiento muy parecido entre sí, en relación con los polos del Oligoceno Temprano y el Paleógeno (7.9° y 7.2° respectivamente).

Sin embargo, el estimado de R para ambas edades de magnetización, entre 0° y -1°, exhibe un error asociado (± 10.89 y ± 9.91) 20 veces mayor que el valor asignado al parámetro, con lo que la evidencia de movimiento no es estadísticamente significativa. En los otros parámetros ($F = 9.37$; 8.64 y $p = 7.87$; 6.02) se observa que la estadística de su error asociado ($\Delta F = 9.87$; 9.01 y $\Delta p = 9.73$; 8.96) es poco mayor que el valor estimado para el parámetro estadístico, persistiendo la no significancia estadística.

En coordenadas estratigráficas, para el Oligoceno Temprano se tiene una rotación tectónica aparente pro-horaria ($R = +0.21^\circ \pm 11.29$), el aplanamiento ($F = 11.41^\circ \pm 10.34$), y el desplazamiento hacia el polo ($p = 9.42^\circ \pm 10.20$), mientras que para el Período Paleógeno, la rotación tectónica aparente también pro-horaria ($R = +1.52^\circ \pm 10.35$), el aplanamiento ($F = 10.68^\circ \pm 9.51$) y el desplazamiento hacia el polo ($p = 8.74^\circ \pm 9.47$).

Entre los valores paramétricos geográficos y estratigráficos correspondientes de este grupo hay poca variación. No obstante, en coordenadas estratigráficas, tanto para el Oligoceno Temprano, como para el Paleógeno, el error asociado del aplanamiento (ΔF) con 10.34° y 9.51° respectivamente, resulta menor que el valor del parámetro F con 11.41° y 10.68° respectivamente, algo que se observa poco frecuente en el resto de los resultados del resumen de datos paleomagnéticos, donde la mayor parte de los valores adscritos a errores asociados es mayor.

Aunque en este grupo no se considera la adscripción de movimientos con respecto al polo del Eoceno Medio, por considerar que la magnetización es enteramente Oligocénica Temprana, de manera relevante, se observa en la Tabla 6 que los parámetros de movimiento de este grupo Paleógeno Ígneo, adscritos al polo del Eoceno Medio, presentan los valores mas reducidos, mas en coordenadas geográficas, que en estratigráficas.

En el subcapítulo (8. 6. 10.) se establecen las diferencias y afinidades de los resultados obtenidos para el lineamiento, con respecto a los estudios precedentes efectuados en áreas circunscritas al Lineamiento Delicias – Mulato.

8. 6. 9. 2. Paleógeno Ígneo Adicionado

El grupo paleógeno ígneo adicionado está constituido por los 9 sitios de rocas ígneas plutónicas y volcánicas adscritas al grupo Paleógeno Ígneo (MF02, MF03, MF06, MF07, MF10, MF11, MF13, MF14 y MF22), con la adición de otros tres sitios, aparentemente remagnetizados en el Paleógeno (MF01, MF04 y MF05) por estar ubicados dentro de la aureola de metamorfismo termal de intrusivos con edades Paleocénica (Domo Magistral, 59.3 Ma) y Oligocénica (Tronco San Carlos, 31 Ma).

En coordenadas geográficas, para el Oligoceno Temprano se obtuvieron los parámetros paleomagnéticos siguientes: rotación tectónica aparente anti-horaria (R) = $-1.84^\circ \pm 9.62$, el aplanamiento (F) = $6.98^\circ \pm 8.63$, y el desplazamiento hacia el polo (p) = $6.02^\circ \pm 8.47$, mientras que para el Eoceno Medio, la rotación tectónica aparente también anti-horaria (R) = $-1.29^\circ \pm 9.42$, el aplanamiento (F) = $2.98^\circ \pm 8.77$ y el desplazamiento hacia el polo (p) = $2.45^\circ \pm 8.38$. Para el Período Paleógeno, los parámetros paleomagnéticos que se obtuvieron fueron los siguientes: rotación tectónica aparente anti-horaria (R) = $-0.53^\circ \pm 8.50$, el aplanamiento (F) = 6.24 ± 7.63 y el desplazamiento hacia el polo (p) = $5.33^\circ \pm 7.57$.

En coordenadas estratigráficas, para el Oligoceno Temprano la rotación tectónica aparente (R) = $0.00^\circ \pm 9.70$, el aplanamiento (F) = $9.15^\circ \pm 8.79$, y el desplazamiento hacia el polo (p) = $7.71^\circ \pm 8.63$, mientras que para el Eoceno Medio se obtuvo una rotación tectónica aparente pro-horaria (R) = $+0.55^\circ \pm 9.51$, el aplanamiento (F) = $5.15^\circ \pm 8.93$ y el

desplazamiento hacia el polo (p) = $4.15^\circ \pm 8.55$. Para el Período Paleógeno los valores paramétricos fueron: rotación tectónica aparente pro-horaria (R) = $+1.31 \pm 8.59$, un aplanamiento (F) = 8.41 ± 7.81 , y un desplazamiento hacia el polo (p) = 7.03 ± 7.76 .

La adición de tres sitios a este grupo, tanto en coordenadas geográficas, como estratigráficas, ofrece una concentración de la dispersión y un error asociado menor para la media estadística que el que se observa en el Grupo Paleógeno Ígneo.

Al comparar las seis opciones consideradas para este grupo paleógeno adicionado (Geográfica-Oligocénica, Geográfica-Eocénica, Geográfica-Paleogénica, Estratigráfica-Oligocénica, Estratigráfica-Eocénica y Estratigráfica Paleogénica), se observa para el Eoceno Medio, un movimiento bastante menor, mas en coordenadas geográficas que en estratigráficas.

8. 6. 9. 3. Grupo Sedimentario Remagnetizado

El grupo sedimentario remagnetizado está formado por 12 sitios paleomagnéticos en unidades de rocas sedimentarias (carbonatadas y lechos rojos) del Cretácico Inferior (MF16, MF19, MF21, MF23, MF28, MF29, MF30, MF33, MF40, MF41, MF42 Y MF44). Aparentemente, estas formaciones fueron afectadas por metamorfismo termal, así como también remagnetizadas por el efecto de compresión que produjo la deformación tangencial característica para cada sector del lineamiento. De acuerdo a lo anterior y en base a la “Prueba del Pliegue Solo-Inclinación” que señala como adquisición de la magnetización el final o posterior al plegamiento, se establece una edad Paleógena (Eoceno Medio u Oligoceno Temprana) para la magnetización secundaria adquirida por los sitios de este grupo.

En coordenadas geográficas, para el Oligoceno Temprano se tienen los parámetros paleomagnéticos siguientes: rotación tectónica aparente pro-horaria (R) = $+8.40^{\circ} \pm 9.21$, el aplanamiento (F) = $4.75^{\circ} \pm 8.15$, y el desplazamiento hacia el polo (p) = $4.21^{\circ} \pm 7.99$, mientras que para el Eoceno Medio, la rotación tectónica aparente pro-horaria (R) = $+8.92^{\circ} \pm 9.01$, el aplanamiento (F) = $0.77^{\circ} \pm 8.30$ y el desplazamiento hacia el polo (p) = $0.64^{\circ} \pm 7.90$. Para el Período Paleógeno, se tiene una rotación tectónica aparente pro-horaria (R) = 9.71 ± 8.03 , aplanamiento (F) = 4.01 ± 7.09 , y un desplazamiento hacia el polo (p) = 3.52 ± 7.03 .

En coordenadas estratigráficas, para el Oligoceno Temprano la rotación tectónica aparente pro-horaria (R) = $+12.09^{\circ} \pm 17.53$, el aplanamiento (F) = $9.75^{\circ} \pm 15.88$, y el desplazamiento hacia el polo (p) = $8.22^{\circ} \pm 15.80$, mientras que para el Eoceno Medio, la rotación tectónica aparente pro-horaria (R) = $+12.61^{\circ} \pm 17.43$, el aplanamiento (F) = $5.77^{\circ} \pm 15.96$ y el desplazamiento hacia el polo (p) = $4.66^{\circ} \pm 15.76$. En el Período Paleógeno se da una rotación tectónica aparente pro-horaria (R) = $+13.40^{\circ} \pm 16.94$, el aplanamiento (F) = $9.01^{\circ} \pm 15.37$ y el desplazamiento hacia el polo (p) = $7.53^{\circ} \pm 15.34$.

Al igual que con los grupos anteriores, los movimientos (R, F y p) adscritos al polo del Eoceno Medio se observan bastante mas reducidos comparados con los movimientos que se adscriben a los otros polos del Oligoceno Temprano y del Período Paleógeno, e igualmente, en coordenadas geográficas se muestran aún mas pequeños que en coordenadas estratigráficas.

8. 6. 9. 4. Grupo Sedimentario Remagnetizado Adicionado

El grupo sedimentario remagnetizado adicionado se integra por los 12 sitios considerados en el grupo sedimentario remagnetizado anterior (MF16, MF19, MF21,

MF23, MF28, MF29, MF30, MF33, MF40, MF41, MF42 Y MF44), con la adición de un sitio de calizas Pérmicas (Formación Pastor) que aparentemente fue remagnetizado en el Paleógeno por la influencia del metamorfismo termal generado por el intrusivo que mineralizó la Mina Plomosas del Municipio de Aldama, Chihuahua, lugar donde se ubica el sitio paleomagnético en cuestión, MF34 (Caliza Pérmica).

En coordenadas geográficas, para el Oligoceno Temprano se obtiene una rotación tectónica aparente pro-horaria (R) = $+8.21^\circ \pm 8.78$, el aplanamiento (F) = $4.35^\circ \pm 7.76$, y el desplazamiento hacia el polo (p) = $3.88^\circ \pm 7.59$, mientras que para el Eoceno Medio, la rotación tectónica aparente (R) = $-8.73^\circ \pm 8.57$, el aplanamiento (F) = $0.37^\circ \pm 7.91$ y el desplazamiento hacia el polo (p) = $0.31^\circ \pm 7.50$. Para el Período Paleógeno, la rotación tectónica aparente pro-horaria (R) = $+9.52^\circ \pm 7.54$, el aplanamiento (F) = $3.61^\circ \pm 6.64$ y el desplazamiento hacia el polo (p) = $3.18^\circ \pm 6.58$.

En coordenadas estratigráficas, para el Oligoceno Temprano la rotación tectónica aparente pro-horaria (R) = $+14.68^\circ \pm 16.58$, el aplanamiento (F) = $11.95^\circ \pm 15.20$, y el desplazamiento hacia el polo (p) = $9.80^\circ \pm 15.11$, mientras que para el Eoceno Medio, la rotación tectónica aparente pro-horaria (R) = $+15.20^\circ \pm 16.47$, el aplanamiento (F) = $7.97^\circ \pm 15.28$ y el desplazamiento hacia el polo (p) = $6.24^\circ \pm 15.07$. Para el Período Paleógeno, la rotación tectónica aparente pro-horaria (R) = $+15.99^\circ \pm 15.95$, el aplanamiento (F) = $11.21^\circ \pm 14.66$ y el desplazamiento hacia el polo (p) = $9.11^\circ \pm 14.63$.

Para este grupo, los valores de movimiento adscritos al polo del Eoceno Medio son sensiblemente menores que los que se aplican a los otros polos. Los valores inscritos en coordenadas geográficas son más reducidos que los que están en coordenadas estratigráficas.

8. 6. 9. 5. Dominio Occidental

El grupo del dominio occidental está compuesto por 8 de los sitios que integran la lista de 25 estaciones paleomagnéticas consideradas en el análisis (MF01, MF06, MF07, MF10, MF11, MF13, MF14 y MF44) y que se reunieron en base a su posición geográfica al occidente del lineamiento (Fig. 8.27).

En coordenadas geográficas, para el Oligoceno Temprano presenta una rotación tectónica aparente anti-horaria (R) = $-4.76^\circ \pm 11.05$, el aplanamiento (F) = $11.89^\circ \pm 10.15$, y el desplazamiento hacia el polo (p) = $9.74^\circ \pm 10.00$, mientras que para el Eoceno Medio, la rotación tectónica aparente anti-horaria (R) = $-4.15^\circ \pm 10.88$, el aplanamiento (F) = $7.88^\circ \pm 10.27$ y el desplazamiento hacia el polo (p) = $6.18^\circ \pm 9.94$. Para el Período Paleógeno, la rotación tectónica aparente anti-horaria (R) = $-3.44^\circ \pm 10.09$, el aplanamiento (F) = $11.16^\circ \pm 9.31$ y el desplazamiento hacia el polo (p) = $9.07^\circ \pm 9.26$.

En coordenadas estratigráficas, para el Oligoceno Temprano la rotación tectónica aparente anti-horaria (R) = $-0.14^\circ \pm 12.29$, el aplanamiento (F) = $13.50^\circ \pm 11.37$, y el desplazamiento hacia el polo (p) = $10.85^\circ \pm 11.24$, mientras que para el Eoceno Medio, la rotación tectónica aparente pro-horaria (R) = $+0.47^\circ \pm 12.14$, el aplanamiento (F) = $9.49^\circ \pm 11.48$ y el desplazamiento hacia el polo (p) = $7.30^\circ \pm 11.18$. Para el Período Paleógeno, la rotación tectónica aparente pro-horaria (R) = $+1.18^\circ \pm 11.43$, el aplanamiento (F) = $12.77^\circ \pm 10.62$ y el desplazamiento hacia el polo (p) = $10.19^\circ \pm 10.58$.

De nueva cuenta, en coordenadas geográficas se dan los valores más reducidos de los parámetros de movimiento, en especial para aquellos adscritos al polo del Eoceno Medio. La región de los sitios paleomagnéticos concentrados en este sector occidental del lineamiento, cuenta con un estudio previo llevado a cabo por Urrutia-Fucugauchi (1981) en

la Sierra de Santa Eulalia (Fig. 8.36). En la sección (8. 6. 10.) se discuten las similitudes y diferencias entre ambos grupos de sitios paleomagnéticos.

8. 6. 9. 6. Dominio Central

El grupo del dominio central está compuesto por 8 de los sitios que integran la lista de 25 estaciones paleomagnéticas consideradas en el análisis (MF22, MF23, MF28, MF29, MF30, MF34, MF40 y MF41) y que se reunieron en base a su posición geográfica al centro del lineamiento (Fig. 8.27).

En coordenadas geográficas, para el Oligoceno Temprano la rotación tectónica aparente pro-horaria (R) = $+10.16^\circ \pm 10.88$, el aplanamiento (F) = $6.92^\circ \pm 9.74$, y el desplazamiento hacia el polo (p) = $6.00^\circ \pm 9.60$, mientras que para el Eoceno Medio, la rotación tectónica aparente pro-horaria (R) = $+10.70^\circ \pm 10.71$, el aplanamiento (F) = $2.96^\circ \pm 9.87$ y el desplazamiento hacia el polo (p) = $2.44^\circ \pm 9.53$. Para el Período Paleógeno, la rotación tectónica aparente pro-horaria (R) = $+11.47^\circ \pm 9.91$, el aplanamiento (F) = $6.22^\circ \pm 8.87$ y el desplazamiento hacia el polo (p) = $5.31^\circ \pm 8.82$.

En coordenadas estratigráficas, para el Oligoceno Temprano la rotación tectónica aparente pro-horaria (R) = $+10.74^\circ \pm 19.80$, el aplanamiento (F) = $5.84^\circ \pm 17.50$, y el desplazamiento hacia el polo (p) = $5.13^\circ \pm 17.42$, mientras que para el Eoceno Medio, la rotación tectónica aparente pro-horaria (R) = $+11.28^\circ \pm 19.71$, el aplanamiento (F) = $1.84^\circ \pm 17.56$ y el desplazamiento hacia el polo (p) = $1.56^\circ \pm 17.38$. Para el Período Paleógeno, la rotación tectónica aparente pro-horaria (R) = $+12.05^\circ \pm 19.28$, el aplanamiento (F) = $5.10^\circ \pm 17.02$ y el desplazamiento hacia el polo (p) = $4.44^\circ \pm 17.00$.

En términos generales, los valores adscritos al polo del Eoceno Medio, con excepción del parámetro de rotación que se presenta muy similar para los tres polos, los

demás parámetros de aplanamiento (F) y transporte septentrional (p) muestran un movimiento más reducido que el producido para los otros dos polos del Oligoceno Temprano y Período Paleógeno.

8. 6. 9. 7. Dominio Oriental

El grupo del dominio oriental está compuesto por 9 de los sitios que integran la lista de 25 estaciones paleomagnéticas consideradas en el análisis (MF02, MF03, MF04, MF05, MF16, MF19, MF21, MF33 y MF42) y que se reunieron en base a su posición geográfica al oriente del lineamiento (Fig. 8.27).

En coordenadas geográficas, para el polo del Oligoceno Temprano se presenta una rotación tectónica aparente pro-horaria (R) = $+5.03^{\circ} \pm 9.60$, el aplanamiento (F) = $-1.00^{\circ} \pm 8.16$, y el desplazamiento hacia el polo (p) = $-0.92^{\circ} \pm 8.00$, mientras que para el Eoceno Medio, la rotación tectónica aparente pro-horaria (R) = $+5.48^{\circ} \pm 9.40$, el aplanamiento (F) = $-4.98^{\circ} \pm 8.31$ y el desplazamiento hacia el polo (p) = $-4.49^{\circ} \pm 7.92$. Para el Período Paleógeno, la rotación tectónica aparente pro-horaria (R) = $+6.32^{\circ} \pm 8.47$, el aplanamiento (F) = $-1.78^{\circ} \pm 7.10$ y el desplazamiento hacia el polo (p) = $-1.63^{\circ} \pm 7.05$.

En coordenadas estratigráficas, para el Oligoceno Temprano la rotación tectónica aparente pro-horaria (R) = $+12.11^{\circ} \pm 19.39$, el aplanamiento (F) = $11.57^{\circ} \pm 17.73$, y el desplazamiento hacia el polo (p) = $9.60^{\circ} \pm 17.66$, mientras que para el Eoceno Medio, la rotación tectónica aparente pro-horaria (R) = $+12.57^{\circ} \pm 19.30$, el aplanamiento (F) = $7.59^{\circ} \pm 17.80$ y el desplazamiento hacia el polo (p) = $6.02^{\circ} \pm 17.62$.

Inusitadamente, los valores adscritos a los parámetros del aplanamiento (F) y desplazamiento hacia el polo (p) en coordenadas geográficas, se presentan negativos, indicando que la inclinación observada es mayor que la esperada, así como el transporte

hacia el polo (p) señala una distancia angular medida a lo largo de un arco de gran círculo, desde el sitio paleomagnético al polo observado, mayor que la del sitio al polo esperado. De acuerdo con Butler (1992), el valor negativo de “p” indica que el bloque donde se encuentra el sitio paleomagnético se ha desplazado alejándose del polo esperado.

8. 6. 9. 8. Dominio Septentrional

El grupo del dominio septentrional está compuesto por 14 de los sitios que integran la lista de 25 estaciones paleomagnéticas consideradas en el análisis (MF06, MF07, MF10, MF11, MF13, MF14, MF22, MF23, MF33, MF34, MF40, MF41, MF42 y MF44) y que se reunieron en base a su posición geográfica al norte del lineamiento (Fig. 8.31).

En coordenadas geográficas, para el Oligoceno Temprano se presenta una rotación tectónica aparente pro-horaria (R) = $+6.91^\circ \pm 9.04$, el aplanamiento (F) = $9.10^\circ \pm 8.17$, y el desplazamiento hacia el polo (p) = $7.67^\circ \pm 8.01$, mientras que para el Eoceno Medio, la rotación tectónica aparente pro-horaria (R) = $+7.47^\circ \pm 8.83$, el aplanamiento (F) = $5.11^\circ \pm 8.32$ y el desplazamiento hacia el polo (p) = $4.11^\circ \pm 7.92$. Para el Período Paleógeno, la rotación tectónica aparente pro-horaria (R) = $+8.22^\circ \pm 7.84$, el aplanamiento (F) = $8.37^\circ \pm 7.11$ y el desplazamiento hacia el polo (p) = $7.00^\circ \pm 7.06$.

En coordenadas estratigráficas, para el Oligoceno Temprano la rotación tectónica aparente pro-horaria (R) = $+11.70^\circ \pm 12.07$, el aplanamiento (F) = $17.20^\circ \pm 11.30$, y el desplazamiento hacia el polo (p) = $13.48^\circ \pm 11.18$, mientras que para el Eoceno Medio, la rotación tectónica aparente pro-horaria (R) = $+12.36^\circ \pm 11.92$, el aplanamiento (F) = $13.21^\circ \pm 11.41$ y el desplazamiento hacia el polo (p) = $9.92^\circ \pm 11.12$. Para el Período Paleógeno, la rotación tectónica aparente pro-horaria (R) = $+13.11^\circ \pm 11.20$, el aplanamiento (F) = $16.47^\circ \pm 10.56$ y el desplazamiento hacia el polo (p) = $12.80^\circ \pm 10.52$.

Consistentemente, los valores de movimiento que presenta el bloque al que se adscriben los sitios paleomagnéticos del lineamiento son menores con respecto al polo del Eoceno Medio, con excepción de la rotación, muy parecida respecto a los tres polos de referencia, aunque ligeramente menor el correspondiente al polo del Oligoceno Temprano.

8. 6. 9. 9. Dominio Meridional

El grupo del dominio meridional está compuesto por 11 de los sitios que integran la lista de 25 estaciones paleomagnéticas consideradas en el análisis (MF01, MF02, MF03, MF04, MF05, MF16, MF19, MF21, MF28, MF29, MF30) y que se reunieron en base a su posición geográfica al sur del lineamiento (Fig. 8.31).

En coordenadas geográficas, los movimientos del bloque del dominio meridional al que se adscriben los sitios paleomagnéticos, para el Oligoceno Temprano, presentan una rotación tectónica aparente anti-horaria (R) = $-2.07^\circ \pm 8.79$, el aplanamiento (F) = $1.11^\circ \pm 7.65$, y el desplazamiento hacia el polo (p) = $1.02^\circ \pm 7.46$, mientras que para el Eoceno Medio, la rotación tectónica aparente anti-horaria (R) = $-1.59^\circ \pm 8.58$, el aplanamiento (F) = $-2.90^\circ \pm 7.81$ y el desplazamiento hacia el polo (p) = $-2.55^\circ \pm 7.37$. Para el Período Paleógeno, la rotación tectónica aparente anti-horaria (R) = $-0.78^\circ \pm 7.55$, el aplanamiento (F) = $0.35^\circ \pm 6.50$ y el desplazamiento hacia el polo (p) = $0.31^\circ \pm 6.43$.

En coordenadas estratigráficas, para el Oligoceno Temprano la rotación tectónica aparente pro-horaria (R) = $+0.08^\circ \pm 15.35$, el aplanamiento (F) = $1.72^\circ \pm 13.20$, y el desplazamiento hacia el polo (p) = $1.57^\circ \pm 13.09$, mientras que para el Eoceno Medio, la rotación tectónica aparente pro-horaria (R) = $+0.56^\circ \pm 15.23$, el aplanamiento (F) = $-2.29^\circ \pm 13.29$ y el desplazamiento hacia el polo (p) = $-2.00^\circ \pm 13.04$. Para el Período Paleógeno, la

rotación tectónica aparente pro-horaria (R) = $+1.37^\circ \pm 14.68$, el aplanamiento (F) = $0.96^\circ \pm 12.57$ y el desplazamiento hacia el polo (p) = $0.87^\circ \pm 12.53$.

Este bloque del dominio meridional define a la porción de corteza acrecionada en la colisión Laurencia-Gondwana. Se caracteriza por la presencia relictiva de la cordillera orogénica del Paleozoico Tardío, denominada Ouachita-Marathon-Sonora, que subyace a las rocas de edad Mesozoica y Cenozoica que afloran en esta región al sur del lineamiento. Los parámetros paleomagnéticos de movimiento tectónico evidencian una rotación anti-horaria máxima de 2° y desplazamiento hacia el polo que no alcanza los 3° , en relación a todos y cada uno de los polos de referencia considerados, en las seis opciones analizadas. Aparentemente, el movimiento de este bloque en su conjunto es insignificante.

Un estudio anterior publicado por Alva-Valdivia (2003), se ubica en la región de Naica, Chihuahua, dentro de este bloque de corteza, cuyas diferencias y similitudes se discuten en la sección (8.6.10.).

8. 6. 9. 10. Dominio General

El grupo del dominio general está compuesto por los 25 sitios que integran la lista de estaciones paleomagnéticas consideradas en el análisis (MF01, MF02, MF03, MF04, MF05, MF06, MF07, MF10, MF11, MF13, MF14, MF16, MF19, MF21, MF22, MF23, MF28, MF29, MF30, MF33, MF34, MF40, MF41, MF42 y MF44) y que se reunieron en base a su posición geográfica global del lineamiento (Fig. 8.31).

En coordenadas geográficas, para el Oligoceno Temprano se presenta una rotación tectónica aparente pro-horaria (R) = $+3.28^\circ \pm 7.32$, el aplanamiento (F) = $5.43^\circ \pm 6.54$, y el desplazamiento hacia el polo (p) = $4.76^\circ \pm 6.33$, mientras que para el Eoceno Medio, la rotación tectónica aparente pro-horaria (R) = $+3.81^\circ \pm 7.07$, el aplanamiento (F) = 1.43°

± 6.73 y el desplazamiento hacia el polo (p) = $1.20^\circ \pm 6.22$. Para el Período Paleógeno, la rotación tectónica aparente pro-horaria (R) = $+4.59^\circ \pm 5.77$, el aplanamiento (F) = $4.69^\circ \pm 5.15$ y el desplazamiento hacia el polo (p) = $4.07^\circ \pm 5.07$.

En coordenadas estratigráficas, para el Oligoceno Temprano la rotación tectónica aparente pro-horaria (R) = $+7.35^\circ \pm 10.11$, el aplanamiento (F) = $10.23^\circ \pm 9.20$, y el desplazamiento hacia el polo (p) = $8.54^\circ \pm 9.05$, mientras que para el Eoceno Medio, la rotación tectónica aparente pro-horaria (R) = $+7.88^\circ \pm 9.92$, el aplanamiento (F) = $6.23^\circ \pm 9.33$ y el desplazamiento hacia el polo (p) = $4.96^\circ \pm 8.97$. Para el Período Paleógeno, la rotación tectónica aparente pro-horaria (R) = $+8.66^\circ \pm 9.05$, el aplanamiento (F) = $9.49^\circ \pm 8.27$ y el desplazamiento hacia el polo (p) = $7.85^\circ \pm 8.22$.

Dentro de este dominio, se adscriben todos los sitios paleomagnéticos considerados en su conjunto para caracterizar los movimientos tectónicos sufridos por el bloque de corteza de la región centro–oriental del Estado de Chihuahua, y que se resumen en los parámetros paleomagnéticos presentados en relación al polo de referencia del Eoceno Medio, en coordenadas geográficas, y cuyos valores constituyen los más pequeños, con una discordancia que se observa la mas conservadora de las seis opciones que se consideraron.

8. 6. 10. Discusión de los resultados, incluyendo estudios anteriores

En la Tabla 6 se muestra el resumen de los datos paleomagnéticos calculados en base a la estadística de Fisher, con información relativa a los movimientos tectónicos de rotación y transporte latitudinal sufridos por los bloques de corteza continental (dominios Oriental, Central, Occidental, Septentrional, Meridional y General, y grupos Paleógeno Ígneo y el Adicionado, y Sedimentario Remagnetizado y el Adicionado), a los que se adscriben los sitios paleomagnéticos del lineamiento.

En la Fig. 8.36 se muestra la distribución de los dominios considerados en este estudio, así como también la posición de las áreas de estudios precedentes, circunscritos a la región del lineamiento y publicados por Urrutia-Fucugauchi (1981), Sager, et al. (1992) y Alva-Valdivia, et al. (2003).

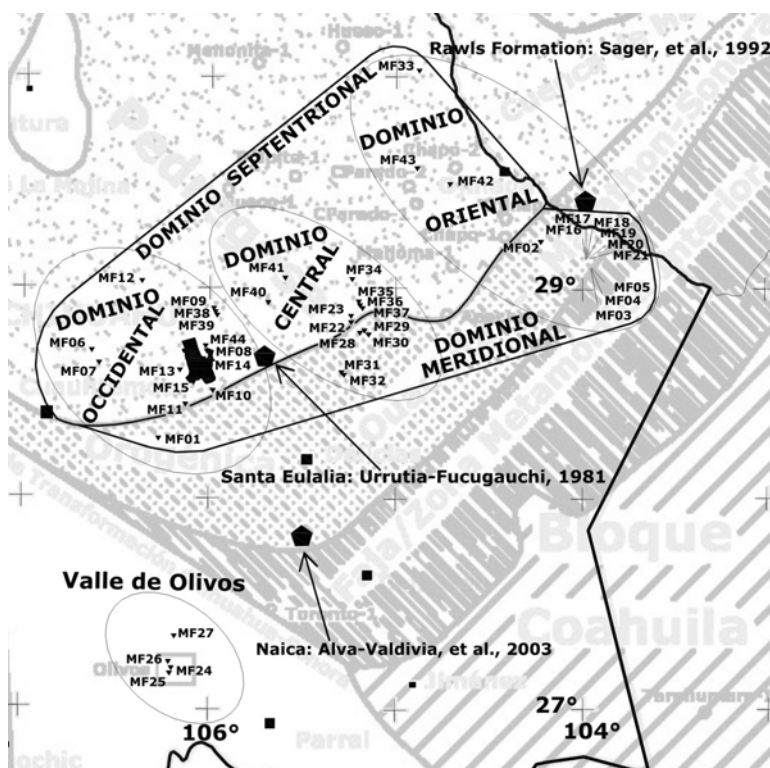


Figura 8. 36.- Sobre el mapa de elementos tectónicos del norte de México, se muestra la distribución de los dominios geográficos elegidos en base a la concentración de sitios paleomagnéticos, así como también, las áreas de estudio de investigaciones paleomagnéticas anteriores efectuadas por Urrutia-Fucugauchi (1981), Sager, et al. (1992) y Alva-Valdivia, et al. (2003).

Grupo Paleomagnético	Edad de la Magnetización	Número de	Promedio de Coordenadas Geográficas	Inclinación (°)	k	α ₉₅	Polo Geomagnético Virtual	dp	dm	Paleo Latitud
			Latitud °Norte	Longitud °Este	Observada		Latitud °Norte	Longitud °Este		
Rawis Formation (*)	Oligoceno Temprano [U]	20	29.5	256.0	15.30	48.90	348.20	7.83	12.13	28.12
Rawis Formation (*)	Eoceno Medio [U]	20	29.5	256.0	15.30	48.90	348.20	7.83	12.13	28.12
Rawis Formation (*)	Paleógeno [U]	20	29.5	256.0	15.30	48.90	348.20	7.83	12.13	28.12
Rawis Formation (*)	Oligoceno (30 Ma) [†]	20	29.5	256.0	15.30	48.90	348.20	7.83	12.13	28.12
Rawis Formation (*)	Oligoceno (20 - 40 Ma) [E]	20	29.5	256.0	15.30	48.90	348.20	7.83	12.13	28.12
Santa Eulalia (+)	Oligoceno Temprano [U]	12	28.6	254.2	334.1	47.5	170.5	5.55	8.54	28.62
Santa Eulalia (+)	Eoceno Medio [U]	12	28.6	254.2	334.1	47.5	170.5	5.55	8.54	28.62
Santa Eulalia (+)	Paleógeno [U]	12	28.6	254.2	334.1	47.5	170.5	5.55	8.54	28.62
Naica (#)	Oligoceno Temprano [U]	14	27.85	254.5	359.3	51.4	18.6	85.8	17.19	25.32
Naica (#)	Eoceno Medio [U]	14	27.85	254.5	359.3	51.4	18.6	85.8	17.19	25.32
Naica (#)	Paleógeno [U]	14	27.85	254.5	359.3	51.4	18.6	85.8	17.19	25.32

Grupo Paleomagnético	Edad de la Magnetización	Declinación (°)		Inclinación (°)	α ₉₅	Polo de Referencia NA		dp	dm	Paleo Latitud	P _o	P _r	s	ΔD _i	ΔI _i	ΔI _e	Pro- Anti	R(°) §	±ΔR	F(°)	±ΔF	p(°)	±Δp
		Esperada				Latitud °Norte	Longitud °Este																
Rawis Formation (*)	Oligoceno Temprano (U)	348.50	52.28	5.4	79.6	187.9	5.09	7.41	32.88	61.9	57.12	23.55	10.67	6.43	9.40	5.73	+	-26.84	9.97	5.38	8.81	4.78	8.67
Rawis Formation (*)	Eoceno Medio (U)	348.06	48.31	5.2	79.6	187.9	4.47	6.82	29.31	61.9	60.69	23.9	10.67	5.97	9.40	6.05	+	-27.28	9.78	1.41	8.94	1.21	8.59
Rawis Formation (*)	Paleogeno (U)	347.20	51.52	2.6	78.7	182.9	2.41	3.54	32.17	61.9	57.83	24.59	10.67	3.07	9.40	2.81	+	-28.13	8.88	4.62	7.85	4.07	7.80
Rawis Formation (*)	Oligoceno Temprano (†)	354.02	47.48	3	84.7	157.7	2.53	3.9	28.6	61.9	61.4	18.74	10.67	3.42	9.40	3.56	+	-21.31	8.96	0.58	8.04	0.50	7.89
Rawis Formation (*)	Oligoceno Temprano (E)	351.00	44.88	2.4	81.5	147.3	1.92	3.03	26.47	61.9	63.53	21.65	10.67	2.68	9.40	3.01	+	-24.33	8.80	-2.02	7.90	-1.63	7.76
Santa Eulalia (+)	Oligoceno Temprano (U)	348.72	51.68	5.4	79.6	187.9	5.02	7.36	32.32	61.39	57.68	13.13	7.52	6.39	6.60	5.81	-	-14.63	7.90	4.18	7.04	3.70	6.82
Santa Eulalia (+)	Eoceno Medio (U)	348.14	47.66	5.2	79.6	187.9	4.41	6.77	28.75	61.39	61.24	12.32	7.52	5.93	6.60	6.14	-	-14.05	7.67	0.16	7.21	0.14	6.72
Santa Eulalia (+)	Paleogeno (U)	347.41	50.95	2.6	78.7	182.9	2.37	3.51	31.65	61.39	58.36	11.9	7.52	3.05	6.60	2.85	-	-13.32	6.50	3.45	5.75	3.03	5.67
Naica (M)	Oligoceno Temprano (U)	348.79	50.82	5.4	79.6	187.9	4.91	7.29	31.53	57.99	58.47	9.87	22.10	6.34	18.60	5.93	+	-10.54	18.39	-0.58	15.62	-0.48	15.49
Naica (M)	Eoceno Medio (U)	348.23	46.72	5.2	79.6	187.9	4.32	6.7	27.97	57.99	62.03	10.42	22.10	5.89	18.60	6.27	+	-11.10	18.29	-4.68	15.70	-4.04	15.45
Naica (M)	Paleogeno (U)	347.49	50.07	2.6	78.7	182.9	2.33	3.48	30.85	57.99	59.15	10.16	22.10	3.03	18.60	2.91	+	-11.84	17.84	-1.33	15.06	-1.16	15.02

[U] Besse y Courtillot, 2002

[†] Harrison y Lindh, 1982

[E] Diehl et al., 1988

[#] Alva-Valdivia, et al., 2003

(*) Sager, et al., 1992

(+) Urrutia-Fucugauchi, 1981

Tabla 7.- Resumen de datos paleomagnéticos de estudios precedentes circunscritos al lineamiento

α_{95} y k son estimaciones del cono de 95% de confianza y del parámetro de precisión de la media del polo. Las declinaciones esperadas fueron calculadas utilizando el polo de referencia de Norte América a partir de los datos compilados por Besse y Courtillot, 2002.

Los límites de confianza de los polos magnéticos (dm , dp) corresponden al semi-eje mayor y menor respectivamente. ΔD y ΔI son los límites de confianza de la declinación e inclinación observada y esperada: p_o , p_r y s constituyen las distancias angulares que separan a los polos magnéticos observado y esperado a partir de la ubicación geográfica del sitio.

El aplanamiento (F) y el desplazamiento hacia el polo (p) se consideran positivos en transporte septentrional. La rotación tectónica aparente (R) es positiva para giro pro-horario en dirección del polo esperado al observado.

ΔR , ΔF y Δp representan los límites de confianza de la rotación tectónica aparente (R), del aplanamiento (F) y del transporte septentrional (p), respectivamente.

(§) El resultado (negativo ó positivo) que se muestra en la columna $R(^{\circ})$ no es indicativo de rotación pro-horaria (positividad) ó rotación anti-horaria (negatividad). Por inspección de las declinaciones observada y esperada en las columnas correspondientes, se debe concluir en su caso si R es pro-horaria ó anti-horaria (Butler, 1992), conclusión que se muestra en la columna “Pro-Anti ®”.

Tabla 7.- Resumen de datos paleomagnéticos de estudios precedentes circunscritos al lineamiento
(Continuación)

De la inspección de la Tabla 6, los datos que se ofrecen en coordenadas geográficas muestran valores consistentemente menores para las medias de alfa (95%), y consistentemente mayores para las medias del parámetro de precisión (k), con el consecuente afinamiento de los parámetros de movimiento tectónico aplicado a los bloques considerados en el estudio, a diferencia de los valores que se ofrecen en coordenadas estratigráficas para los mismos rubros.

Entre los factores que pueden incidir en esta situación se consideran los siguientes:

a) remagnetización posterior, y b) basculamiento tectónico.

La remagnetización posterior a la adquisición primaria de la remanencia se observa en las rocas sedimentarias, ígneas y metamórficas cuyas edades son más antiguas a los fenómenos geológicos que modificaron su magnetización, como la deformación tangencial y/o el metamorfismo termal sufridos durante el Período Paleógeno. De ahí que los resultados “in situ” sean consistentes con la edad de adquisición de la remanencia secundaria. En el caso de las rocas ígneas del Oligoceno Temprano, es improbable su

remagnetización posterior al Paleógeno porque no ha habido un recalentamiento y/o deformación tangencial subsiguientes en la región bajo estudio, así como tampoco se tiene evidencia de que el intemperismo haya aplicado una nueva magnetización.

El basculamiento tectónico que sufren esos cuerpos intrusivos del Oligoceno Temprano en los sitios paleomagnéticos considerados, es relativamente pequeño (1.2° en promedio), con lo que la diferencia entre coordenadas geográficas y estratigráficas, aunque mínima, es relevante en cuanto a su acercamiento al polo de referencia en coordenadas sin la corrección por estructura.

En base a lo anterior, los resultados de movimiento tectónico (R, F y p) obtenidos en coordenadas geográficas se consideran mejores exponentes de la magnetización inherente a las rocas bajo estudio, como lo evidencia la posición de los polos geomagnéticos virtuales, que muestran una menor y mas conservadora discordancia relativa a la posición de los polos de referencia considerados (Figs. 8.37, 8.37, 8.39, 8.40, 8.41 y 8.42).

8. 6. 10. 1. Dominio Septentrional y Dominio Meridional

Los dominios septentrional y meridional representan las dos porciones de corteza continental que se encuentran separadas por la traza del Lineamiento Delicias – Mulato, a las que se adscriben los sitios paleomagnéticos considerados en este estudio.

De la inspección de la Fig. 8.37, en coordenadas geográficas, se observa una discrepancia mínima entre el PGV del dominio meridional con los tres polos de referencia (Oligoceno Temprano, Eoceno Medio y Período Paleógeno). Es con el polo del Período Paleógeno con el que exhibe la diferencia menor en los tres parámetros de movimiento tectónico considerados ($R = \text{anti-horario } -0.78^\circ \pm 7.55$, $F = 0.35^\circ \pm 6.50$, y $p = 0.31^\circ \pm 6.43$).

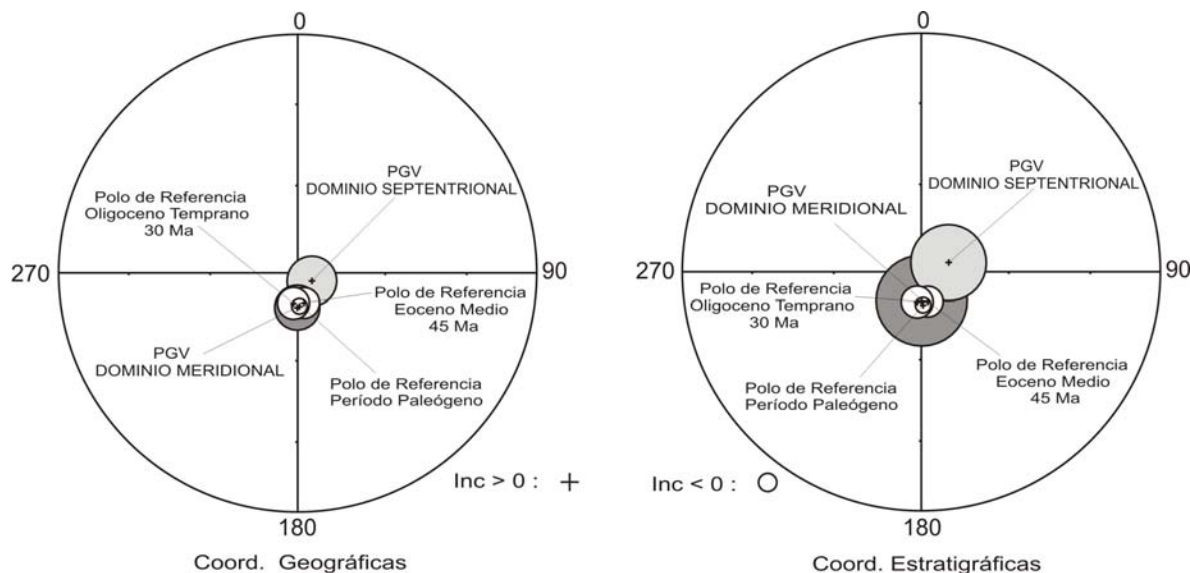


Figura 8. 37.- Diagramas estereográficos de igual área con los polos geomagnéticos virtuales y sus círculos de confianza (95%) del Dominio Septentrional y del Dominio Meridional para el lineamiento, que se comparan con los polos de referencia para el Oligoceno Temprano, Eoceno Medio y del Período Paleógeno obtenidos de Besse y Courtillot (2002).

Las diferencias con los otros dos polos de referencia, aunque ligeramente mayores, mantienen un muy escaso movimiento tectónico en los tres parámetros R, F y p (Tabla 6).

No ocurre lo mismo con el PGV del dominio septentrional, que muestra una clara discrepancia con los tres polos de referencia utilizados de Besse y Courtillot (2002).

Cotejando los movimientos con respecto al polo de referencia del Período Paleógeno para el dominio septentrional, la rotación tectónica aparente es pro-horaria (R) = $+8.22^\circ \pm 7.84$, el aplanamiento (F) = $8.37^\circ \pm 7.11$, y el transporte hacia el polo (p) = $7.00^\circ \pm 7.06$ (Tabla 6).

Las diferencias en los parámetros de movimiento tectónico entre ambos dominios definidos al norte y al sur del lineamiento, coadyuvan en la caracterización de cada una de estas porciones de corteza continental.

8. 6. 10. 2. Dominio Oriental y Formación Rawls

Los sitios paleomagnéticos concentrados en la región oriental del lineamiento e identificados dentro del dominio oriental, están conformados por rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas, que muestran una adquisición de la magnetización primaria o secundaria mayoritariamente en el Oligoceno Temprano. Los resultados de movimiento tectónico, en coordenadas geográficas, se observan más conservadores para la opción analizada en esa edad de 30 Ma (Tabla 6). Es decir, el bloque de corteza al cual están adscritos los sitios paleomagnéticos de este dominio oriental, presenta una rotación tectónica aparente pro-horaria (R) de $5.03^\circ \pm 9.6$, un aplanamiento (F) de $-1^\circ \pm 8.16$, y un transporte hacia el polo (p) de $-0.92^\circ \pm 8.0$

Aunque el movimiento rotacional se considera bajo a moderado, la cantidad de desplazamiento latitudinal se observa muy pequeño y no discernible (< 300 km), en virtud de no poderlo expresar en valores absolutos por medio del método paleomagnético (Molina-Garza, 1999). Desafortunadamente, el error asociado a (R) es de aproximadamente el doble, mientras que el error de los parámetros (F) y (p) supera hasta un 900% su valor, con lo que estadísticamente carecen de significancia.

El polo geomagnético virtual adscrito al bloque de corteza continental al que pertenecen los sitios paleomagnéticos concentrados en el dominio oriental, se ubica más cercanamente a la posición del polo de referencia del Oligoceno Temprano, que a los otros dos polos de referencia considerados, del Eoceno Medio y del Período Paleógeno (Fig. 8.38).

Contiguo al dominio oriental se encuentra el área de estudio de la Formación Rawls (Fig. 8.36), publicado por Sager, et. al. (1992). El resumen de datos paleomagnéticos de la

Formación Rawls se muestra en la Tabla 7, exhibiendo la información relativa al movimiento tectónico rotacional y latitudinal, y utilizando los polos de referencia de Diehl et al. (1988) y Harrison y Lindh (1982) considerados en ese estudio, así como los polos de referencia publicados por Besse y Courtillot (2002), empleados para este estudio.

Los datos así calculados para los polos de Diehl et al. (1988) y Harrison y Lindh (1982), coinciden con los publicados (Tabla 7), con $R = +21.31 \pm 8.96$, mostrándose adicionalmente los valores de aplanamiento ($F = 0.58^\circ \pm 8.04$) y transporte latitudinal ($p = 0.50 \pm 7.89$), que prácticamente se consideran sin movimiento.

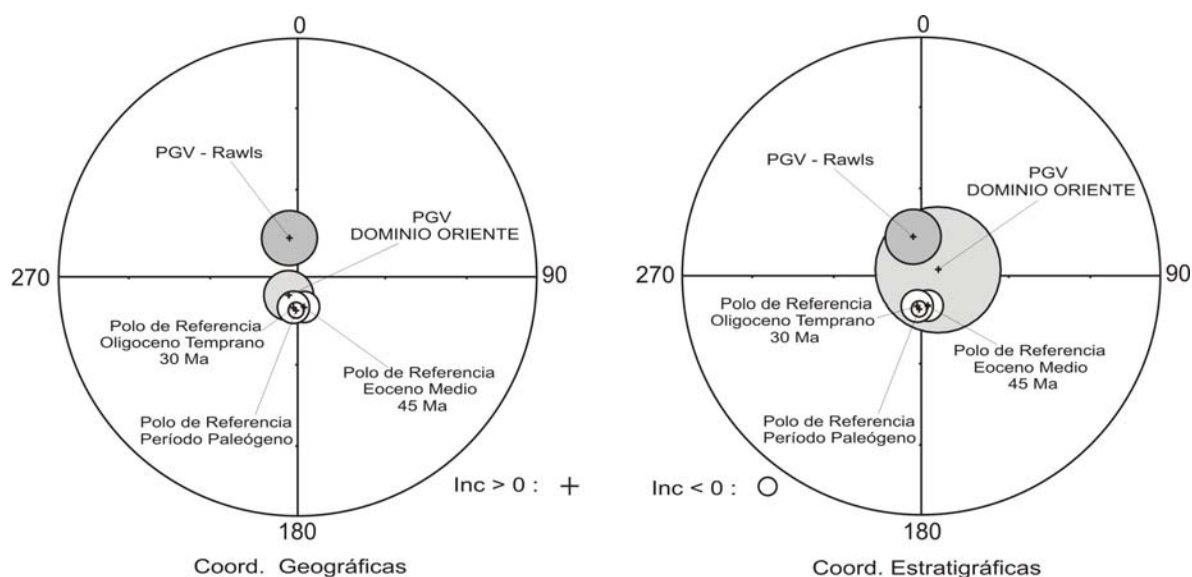


Figura 8. 38.- Diagramas estereográficos de igual área con los polos geomagnéticos virtuales y sus círculos de confianza (95%) del Dominio Oriente para el lineamiento y de Rawls Formation en la Sierra de Bofecillos, Texas (Sager, et al., 1992), que se comparan con los polos de referencia para el Oligoceno Temprano, Eoceno Medio y del Período Paleógeno obtenidos de Besse y Courtillot (2002).

Sin embargo, al observar los resultados que se obtienen en relación al polo de referencia del Oligoceno Temprano (30 Ma) de Besse y Courtillot para los datos publicados de la Formación Rawls, a pesar de presentar una dirección pro-horaria similar, la rotación

tectónica (R) alcanza los $+26.84^{\circ} \pm 9.97$, el aplanamiento (F) es de $5.38^{\circ} \pm 8.81$, y el transporte hacia el polo es de $4.78^{\circ} \pm 8.67$.

Por otra parte, los resultados obtenidos en base al polo de referencia del Eoceno Medio de Besse y Courtillot, 2002 (Tabla 7), presentan valores de menor cuantía.

De acuerdo a los resultados que se obtuvieron para ambos lugares, utilizando el polo de referencia del Oligoceno Temprano de Besse y Courtillot (2002), la discrepancia entre el PGV calculado para el dominio oriental y el PGV de la Formación Rawls se considera importante.

Los datos de rotación tectónica aparente que muestra Sager, et al. (1992), de regiones ubicadas en el Big Bend de Texas ($+12.7^{\circ} \pm 11.5$, Ryan, 1988; $+14.5^{\circ} \pm 6.5$, Winters, 1967; $+9.2^{\circ} \pm 6.1$, Rapp, et al., 1983; $-4.1^{\circ} \pm 6.8$, Harlan, et al., 1987), señalan en su mayoría una rotación pro-horaria con valores que se aproximan a los resultados obtenidos para el Dominio Oriental.

No obstante, los resultados de regiones adyacentes al lineamiento (Urrutia-Fucugauchi, 1981; Alva-Valdivia, et al., 2003), y de otros sectores configurados en este estudio (Dominio Occidental, Dominio Central, Dominio Meridional, y Dominio Septentrional), son diferentes, indicando que la región es tectónicamente compleja.

8. 6. 10. 3 Dominio Occidental y Encape volcánico de Santa Eulalia

Hacia el sector occidental del lineamiento se mantiene una concentración aproximadamente similar de sitios paleomagnéticos (ocho), que en los sectores central (ocho) y oriental (nueve).

Entre los movimientos tectónicos que se infieren para el bloque de corteza al cual están adscritos los sitios paleomagnéticos de este sector, la rotación tectónica aparente se

presenta en menor cuantía en relación al polo de referencia del Período Paleógeno, con un giro anti-horario de $-3.44^\circ \pm 10.09$, mientras que para el polo del Eoceno Medio, la rotación tectónica anti-horaria es de $-4.15^\circ \pm 10.88$ (Tabla 6, Fig. 8.39). No obstante, el desplazamiento latitudinal que al cotejarlo con los otros grupos y dominios es el mas grande, al considerar los tres polos de referencia, el del Eoceno Medio exhibe un valor comparativo mas conservador con un aplanamiento (F) = $7.88^\circ \pm 10.27$, y un transporte hacia el polo (p) = $6.18^\circ \pm 9.94$ (Tabla 6).

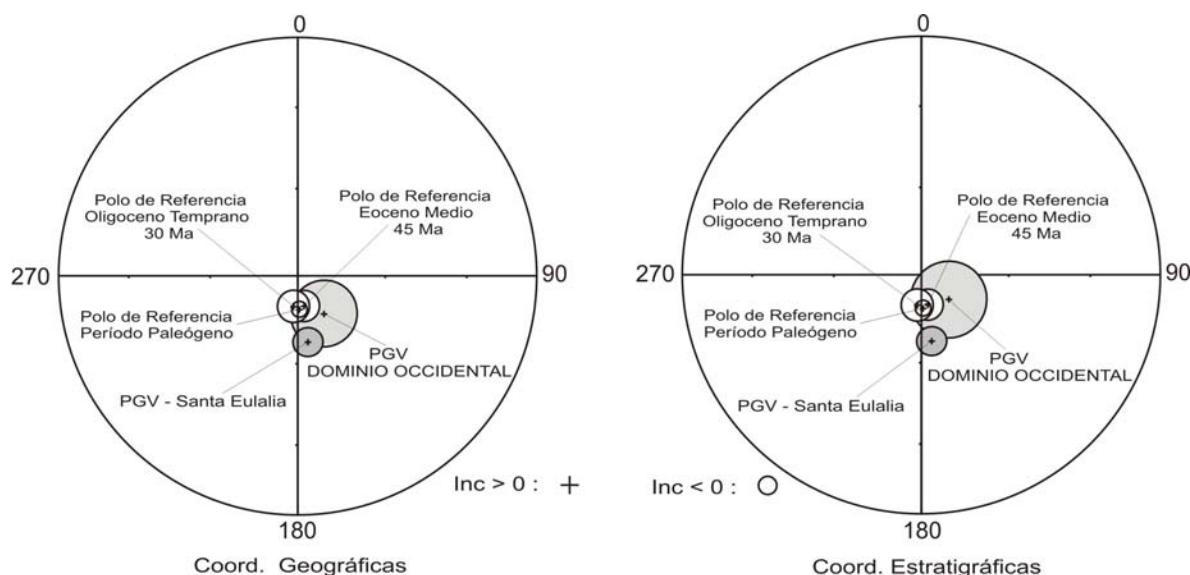


Figura 8. 39.- Diagramas estereográficos de igual área con los polos geomagnéticos virtuales y sus círculos de confianza (95%) del Dominio Occidental para el lineamiento y de las unidades volcánicas de encape en la Sierra de Santa Eulalia, Chihuahua (Urrutia-Fucugauchi, 1981), que se comparan con los polos de referencia para el Oligoceno Temprano, Eoceno Medio y del Período Paleógeno obtenidos de Besse y Courtillot (2002).

Al cotejar estos valores con los datos obtenidos de Urrutia-Fucugauchi (1981) de la Sierra de Santa Eulalia, ubicada en este mismo sector occidental (Fig. 8.36, Tabla 7), los resultados calculados en base a esos datos publicados, confieren un giro anti-horario al movimiento del bloque en el cual están contenidas las unidades del encape volcánico de Santa Eulalia, se manera similar a la información publicada. No obstante, con relación al

polo de referencia del Eoceno Medio de Besse y Courtillot (2002), la rotación tectónica aparente (R) calculada se observa mas grande, con -14.05 ± 7.6 , a diferencia del valor obtenido para el dominio occidental del lineamiento ($-4.15^\circ \pm 10.88$).

En lo que respecta al movimiento latitudinal, los valores calculados para las rocas del encape volcánico de Santa Eulalia en relación al polo de referencia del Eoceno Medio, muestran un desplazamiento casi nulo ($F = 0.16 \pm 7.21$ y $p = 0.14 \pm 6.72$), a diferencia del movimiento calculado para el bloque de corteza adscrito al dominio occidental con $F = 7.88^\circ \pm 10.27$ y $p = 6.18^\circ \pm 9.94$.

8. 6. 10. 4 Dominio Meridional y Secuencia metamórfica de Naica

Este dominio se presenta con 11 sitios, de los cuales 4 corresponden a rocas ígneas y 7 a rocas sedimentarias del cretácico. El polo geomagnético virtual de este dominio es el que grafica mas estrechamente con los tres polos de referencia considerados (Oligoceno Temprano, Eoceno Medio y Período Paleógeno), mostrando la cercanía mas significativa al polo de referencia Paleógeno (Fig. 8.40, Tabla 6).

El bloque de corteza continental que caracteriza a este dominio, está conformado en su base por los sedimentos de margen continental que dieron forma a la cadena orogénica Ouachita-Marathon-Sonora, cuyos remanentes erosionados sirvieron de base a la secuencia mesozoica marina eminentemente calcárea depositada predominantemente durante el Cretácico.

Los movimientos rotacionales y/o latitudinales que se aplicaron a esta parte de la Placa de Norte América, al sur de la traza del Lineamiento Delicias – Mulato, muestran en todos sus parámetros y considerando los tres polos de referencia (Oligoceno Temprano,

Eoceno Medio y Período Paleógeno), las cantidades mas reducidas entre todas las que se calcularon para el lineamiento (Tabla 6).

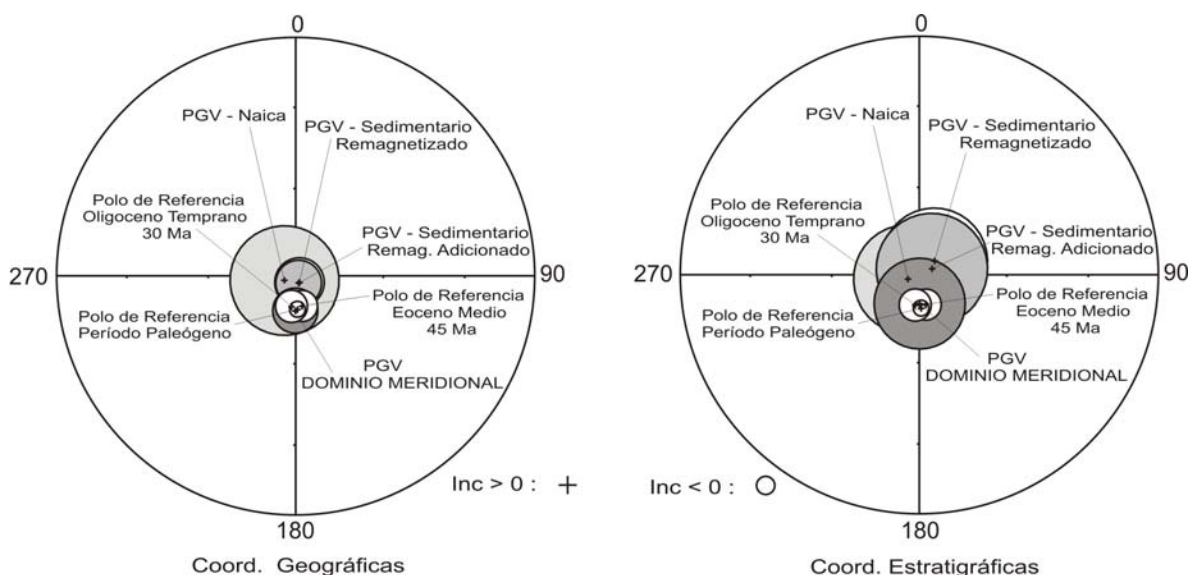


Figura 8. 40.- Diagramas estereográficos de igual área con los polos geomagnéticos virtuales y sus círculos de confianza (95%) del Dominio Meridional para el lineamiento, de los grupos Sedimentario Remagnetizado y Sedimentario Remagnetizado Adicionado, y de Naica, Chihuahua (Alva-Valdivia, et al., 2003), que se comparan con los polos de referencia para el Oligoceno Temprano, Eoceno Medio y del Período Paleógeno de Besse y Courtillot (2002).

Entre los resultados obtenidos, los calculados para el polo de referencia del Período Paleógeno son los de menor cuantía de los tres polos, evidenciando un movimiento casi nulo de este bloque en relación al polo de referencia del Período Paleógeno ($R = \text{anti-horario } -0.78^\circ \pm 7.55$, $F = 0.35^\circ \pm 6.50$, y $p = 0.31^\circ \pm 6.43$).

La gran cantidad de sitios paleomagnéticos con litología sedimentaria, incide en la comparación de los registros de movimiento tectónico sufridos por el dominio meridional, con los registros que observan los sitios considerados bajo los grupos sedimentario remagnetizado y sedimentario remagnetizado adicional (Fig. 8.40).

Es con el polo de referencia del Eoceno Medio, que los registros de movimientos tectónicos latitudinales de los grupos sedimentarios remagnetizado y remagnetizado

adicional observan la discordancia mínima con un aplanamiento (F) de $0.77^\circ \pm 8.30$ y $0.37^\circ \pm 7.91$ respectivamente, un transporte hacia el polo (p) de $0.64^\circ \pm 7.90$ y $0.31^\circ \pm 7.50$ respectivamente. Estos registros concuerdan con los movimientos latitudinales que presenta el bloque de corteza del dominio meridional.

Sin embargo, el valor de la rotación tectónica aparente de los grupos sedimentarios difiere de los que se calcularon para el dominio meridional, con un giro pro-horario para los grupos sedimentarios de $+8.92^\circ \pm 9.01$ y $+8.73^\circ \pm 8.57$ respectivamente.

Al observar los resultados calculados con los datos publicados por Alva-Valdivia et al., (2003) para la secuencia sedimentaria con metamorfismo de contacto del yacimiento mineral de Naica, Chihuahua, utilizando el polo de referencia del Período Paleógeno de Besse y Courtillot (2002), se aprecia una similitud en el valor del movimiento latitudinal del bloque de corteza al que se adscriben los sitios paleomagnéticos practicados en la región de Naica, (F = $-1.33^\circ \pm 15.06$ y p = $-1.16^\circ \pm 15.02$), con el que se registra para el bloque de corteza del dominio meridional del lineamiento. Mas aún, en relación al polo de referencia del Oligoceno Temprano de Besse y Courtillot (2002), el desplazamiento latitudinal de la región de Naica se infiere aún menor, coincidiendo de mejor manera con los resultados del sector meridional (Tabla 7; F = $-0.58^\circ \pm 15.62$ y p = -0.48 ± 15.49).

No así la rotación tectónica aparente que registra el bloque de corteza de Naica un giro pro-horario de $+11.84^\circ \pm 17.84$ para el Paleógeno y $+10.54 \pm 18.39$ para el Oligoceno Temprano. Este resultado tiene mayor similitud con la rotación que registran los grupos sedimentarios remagnetizados.

Sin embargo, la mayor parte de los sitios paleomagnéticos se concentran hacia el oriente, ubicándose solo uno al occidente del sector meridional, con el que no se garantiza una evaluación confiable de los movimientos tectónicos al suroccidente del lineamiento.

8. 6. 10. 5. Grupos Paleógeno Ígneo y Paleógeno Ígneo Adicionado, en relación con los estudios anteriores de Formación Rawls, Santa Eulalia y Naica

Los resultados obtenidos para estos grupos de litología ígnea, tanto en coordenadas geográficas, como estratigráficas, son muy semejantes. Esto se debe a que la corrección por estructura es mínima. La posición del polo geomagnético virtual para ambos grupos, difiere muy poco en ambos tipos de coordenadas, como se observa en la Fig. 8.41, donde también resalta la gran similitud del círculo de confianza de alfa (95%) para los dos grupos, en ambos tipos de coordenadas (Tabla 6).

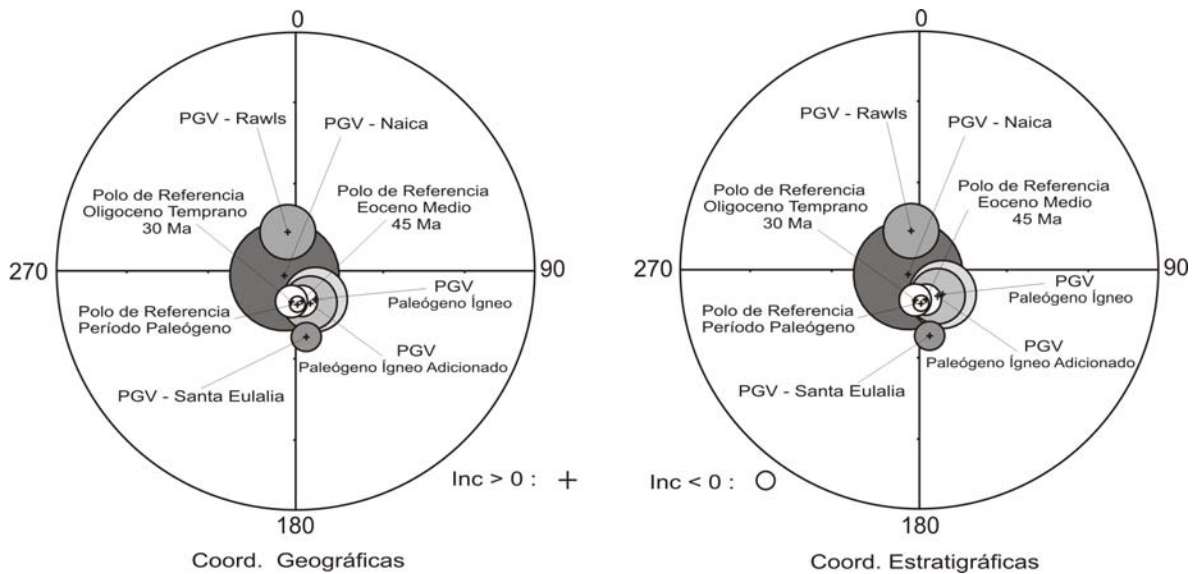


Figura 8. 41.- Diagramas estereográficos de igual área con los polos geomagnéticos virtuales y sus círculos de confianza (95%) de los grupos Paleógeno Ígneo y Paleógeno Ígneo Adicionado para el lineamiento, de las unidades volcánicas de encabe en la Sierra de Santa Eulalia, Chihuahua (Urrutia-Fucugauchi, 1981), de Rawls Formation en la Sierra de Bofecillos, Texas (Sager, et al., 1992) y de Naica, Chihuahua (Alva-Valdivia, et al., 2003), que se comparan con los polos de referencia para el Oligoceno Temprano, Eoceno Medio y del Período Paleógeno de Besse y Courtillot (2002).

El polo geomagnético virtual de ambos grupos de litología ígnea se proyecta, en coordenadas geográficas y dentro del estereograma de igual área de Lambert, muy cercanamente al polo de referencia del Eoceno Medio, con el que muestra un movimiento

tectónico muy reducido. La rotación tectónica aparente (R) es anti-horaria con $-0.24^{\circ} \pm 10.72$ y -1.29 ± 9.42 respectivamente, el aplanamiento (F) es de $5.38^{\circ} \pm 10.0$ y $2.98^{\circ} \pm 8.77$ respectivamente, y un transporte hacia el polo (p) de $4.31^{\circ} \pm 9.66$ y $2.45^{\circ} \pm 8.38$ respectivamente.

Con relación a los polos geomagnéticos adscritos a las áreas de estudios precedentes, por inspección de la Fig. 8.40 se observa que los polos de los grupos ígneos (PGV-ígneos) exhiben la discordancia menor con el PGV calculado para las rocas del encabe volcánico de Santa Eulalia. De manera similar, pero con mayor discordancia, los PGV-ígneos muestran una cercanía importante al PGV de la secuencia de Naica, y la máxima discordancia la exhiben con el grupo de sitios paleomagnéticos adscritos a la Formación Rawls.

8. 6. 10. 6. Dominio General y su relación con los estudios anteriores de Formación Rawls, Santa Eulalia y Naica

La posición dentro de la que se proyecta el PGV de dominio general nos indica el movimiento tectónico que exhibe el bloque de corteza de la Placa de Norte América para esta región, que incluye el extremo suroccidental del cratón Laurencia unido a la faja orogénica Ouachita-Marathon-Sonora a través del Lineamiento Delicias – Mulato.

Por inspección de la Fig. 8.42, en coordenadas geográficas, el PGV del dominio general presenta la cercanía mayor al polo de referencia del Eoceno Medio de Besse y Courtillot (2002), con el que muestra los movimientos de menor discordancia. La rotación tectónica aparente (R) entre ambos polos es pro-horaria con $+3.81^{\circ} \pm 7.07$, el aplanamiento

(F) presenta una diferencia angular de $1.43^\circ \pm 6.73$ entre la inclinación observada y la esperada, y el transporte hacia el polo es de $1.20^\circ \pm 6.22$.

Las diferencias con los polos de referencia del Oligoceno Temprano y del Período Paleógeno, aunque no tan reducidas, se presentan moderadas a bajas (Tabla 7).

De la Fig. 8.42, cabe hacer notar la cercanía entre los PGVs de la región de Naica (Alva-Valdivia, et al., 2003) y del dominio general, mayor que la que exhiben los otros dos PGVs de Santa Eulalia (Urrutia-Fucugauchi, 1981) y Formación Rawls (Sager, et al., 1992).

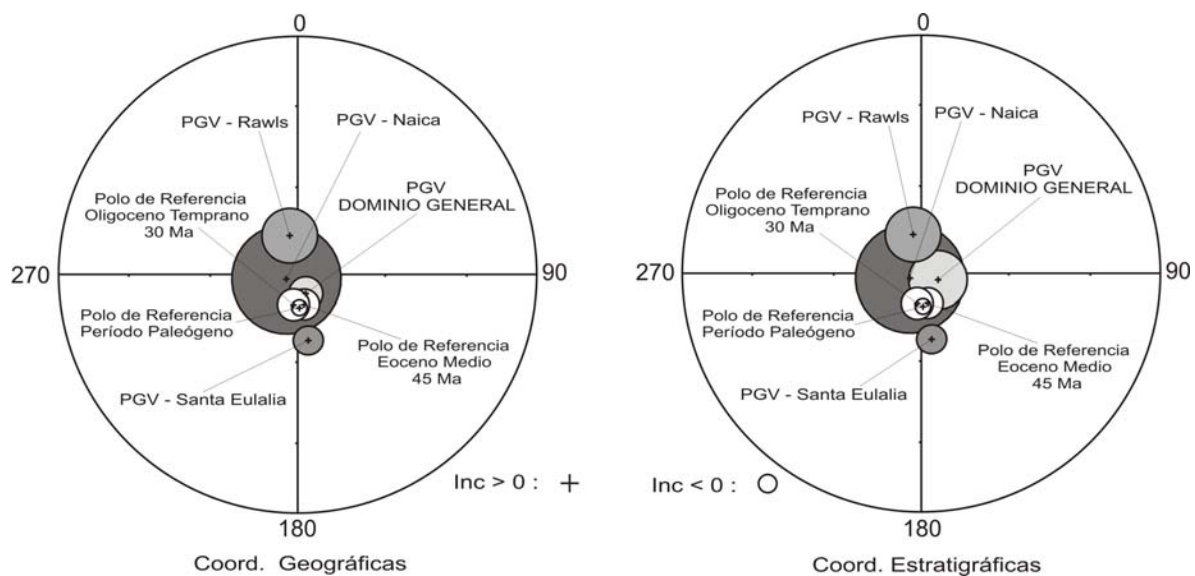


Figura 8. 42.- Diagramas estereográficos de igual área con los polos geomagnéticos virtuales y sus círculos de confianza (95%) del Dominio General para el lineamiento, de las unidades volcánicas de encaje en la Sierra de Santa Eulalia, Chihuahua (Urrutia-Fucugauchi, 1981), de Rawls Formation en la Sierra de Bofecillos, Texas (Sager, et al., 1992) y de Naica, Chihuahua (Alva-Valdivia, et al., 2003), que se comparan con los polos de referencia para el Oligoceno Temprano, Eoceno Medio y del Período Paleógeno de Besse y Courtillot (2002).

9. CONCLUSIONES

El Lineamiento Delicias-Mulato es una frontera entre dos regímenes con diferente comportamiento de la Placa de Norte América para esta región centro-oriental del Estado de Chihuahua. Al parecer, no hay un modelo simple que explique la naturaleza particular que distingue a cada sector de la corteza, al norte y al sur de la traza del lineamiento. No obstante, se recurre a tres diferencias de comportamiento encontradas, que permiten diferenciar a cada una de estas porciones de corteza continental.

9. 1. Comportamiento Estratigráfico

La distribución de formaciones geológicas en ambos sectores del lineamiento tiene un desarrollo preferencial de espesores hacia el sector norte, en donde se depositaron durante el Mesozoico un espesor medio aproximado de 7143 m (en la medición se consideró la media entre el espesor máximo y mínimo de cada formación), mientras que sobre el sector sur se depositó un espesor máximo de 2878 m (en la medición se utilizó el espesor máximo de cada formación).

Los materiales de ambiente continental Cenozoicos se consideran fueron emplazados en ambos sectores por igual. En especial los de carácter volcánico, en virtud de la presencia de cuerpos intrusivos en ambos sectores (Fig. 5.5). Aún se conservan relictos de de formaciones volcánicas que afloran en el sector norte del lineamiento, la mayoría de los cuales desaparecieron de las prominencias topográficas por erosión, dejando al descubierto las unidades sedimentarias Mesozoicas. Geomorfológicamente, el relieve en el sector norte es más abrupto, con elevaciones que favorecen una erosión de mayor intensidad que la que se desarrolla en el sector sur, con un relieve más suave.

En la medición de los espesores no se consideraron las formaciones depositadas en el Paleozoico porque aparentemente hacia el sector sur no se presentan las formaciones equivalentes a las del sector norte, por una parte. Por otra, los depósitos sedimentarios de margen continental de la Formación Plomosas, ahora convertidos en una *mélange* de sutura continental, afloran distribuyéndose al norte de la traza del lineamiento en dirección aproximada Este-Oeste, quedando expuestos en las sierras de Aldama, Placer de Guadalupe, Plomosas y Carrizalillo. Hacia el sur del lineamiento su distribución se registra en los pozos perforados por PEMEX (Tabla del Apéndice B), subdividiéndolos en sedimentos de zona frontal y de zona interior de la Faja Orogénica Ouachita-Marathon-Sonora en base a los materiales que caracterizan estos estratos (Carpenter, 1997; Barceló-Duarte, 1983; Poole, et al., 2005). Un solo afloramiento se ubica en el núcleo de la Sierra Azul del municipio de Manuel Benavides, Chihuahua. El fuerte metamorfismo termal que le aplicó el intrusivo granítico San Carlos (Fig. 4.18), metamorfizándola en corneana (hornfels), no permite su adscripción al frente orogénico o a la zona metamórfica de la Faja Ouachita-Marathon-Sonora.

Los estratos de la Formación Plomosas se consideran distribuidos en todo el sector al sur del lineamiento, constituyendo el cuerpo principal de la Faja Orogénica Ouachita-Marathon-Sonora formada a raíz de la convergencia Laurencia-Gondwana. La superficie de erosión resultante constituyó el fondo marino sobre el que se depositaron en este sector sur, las formaciones sedimentarias del Mesozoico dentro de la informalmente aquí denominada Cuenca Intermedia Sabinas - Mar Mexicano (Fig. 5.5).

9. 2. Comportamiento Estructural

Las diferencias estructurales principales se presentan en los cuerpos litológicos deformados por esfuerzos tangenciales. Es en la secuencia Mesozoica donde se aprecia con mayor relevancia este tipo de deformación, por congregarse la mayor parte de los afloramientos.

En el bloque al norte del lineamiento, la secuencia sedimentaria Mesozoica se deformó en grandes pliegues anticlinales y sinclinales con radios de curvatura del orden de kilómetros (Fig. 6.2), propiciado por los gruesos espesores de la secuencia involucrada en el plegamiento (Tabla 4), con una superficie de despegue cuya ubicación se infiere al nivel de las evaporitas Jurásicas de la Formación La Casita.

En el bloque al sur del lineamiento, también sometido a los mismos esfuerzos de compresión tangencial, se deformó siguiendo patrones diferentes con predominancia de cabalgamientos y pliegues con radios de curvatura menores a los de los pliegues del sector norte del lineamiento (Figs. 4.26, 4.27 y 6.8; Franco-Rubio, 1978; Franco-Rubio, 1983; Franco-Rubio, et al., en prensa). La superficie de despegue se observa ubicada al nivel de las evaporitas Aptianas de la Formación La Virgen.

Los estilos de deformación diferentes en cada sector del lineamiento se explican por el involucramiento de los espesores de la secuencia. Con aproximadamente 7,000 m en el sector norte, el estilo se caracteriza por la ductilidad en la deformación con el consecuente desarrollo de pliegues con radios de curvatura grandes, mientras que en el sector sur con aproximadamente 3,000 m de espesor, la escasa profundidad de sepultamiento y comparativamente poco peso, dan por resultado el desarrollo de pliegues con radios de curvatura pequeños fácilmente recostables y transformables en cabalgamientos (Figs. 4.26, 4.27, 6.8).

La estructura geológica de tipo extensional ocurre en todo el centro y norte de México (Aranda-Gómez, et al., 2000; 2003; 2005). En la corteza continental al norte de la traza del lineamiento, los bloques de corteza basculados y enmarcados por fallas normales, se utilizan para señalar fronteras geohidrológicas, útiles en una región semidesértica como Chihuahua, donde el agua potable proviene esencialmente del subsuelo.

En ambas porciones se presentan manifestaciones de aguas geotérmicas adscritas al fallamiento extensivo, típico de la Provincia de Cuencas y Sierras, como en Estación El Gallego, San Diego de Alcalá, Julimes, Camargo, etc. (Eaton, 1982). También se asocia a este fallamiento el vulcanismo basáltico intraplaca, como en Sierra de Olivos (Franco-Rubio, et al., en prensa) y La Olivina (Aranda-Gómez, et al., 2002; Royo-Ochoa, et al., 2004).

9. 3. Comportamiento Paleomagnético

En general, los resultados que se derivan del estudio paleomagnético de la región centro – oriental del Estado de Chihuahua, exhiben movimientos tectónicos de la corteza que se observan graduales, con una movilidad menor sobre la región oriente del Lineamiento Delicias – Mulato, y que se incrementa hacia la parte occidental (Fig. 9.1; Tabla 6).

Los movimientos tectónicos son principalmente de tipo rotacional, y desplazamientos latitudinales imperceptibles a moderados.

Los parámetros paleomagnéticos que denotan movimientos tectónicos, muestran valores mínimos en el dominio oriental [Rotación pro-horaria (R) de $+5.03^{\circ} \pm 9.6$, aplanamiento (F) de $-1^{\circ} \pm 8.16$, y transporte hacia el polo (p) de $-0.92^{\circ} \pm 8.0$]. Los estudios anteriores realizados en la región del Big Bend National Park cercana a esta zona de

Chihuahua (Ryan, 1988; Rapp, et al., 1983; Winters, 1967; Harlan, et al., 1987) exponen parámetros de movimiento rotacional parecidos, a excepción de Sager, et al. (1992), que calcula una rotación también pro-horaria de $+21.31^{\circ} \pm 8.96$.

Hacia el centro y occidente del la región del lineamiento, los sitios paleomagnéticos adscritos a los dominios central y occidental (Fig. 8.36) exhiben para el polo de referencia Paleógeno, valores de $R = +11.47^{\circ} \pm 9.91$, $F = 6.22^{\circ} \pm 8.87$, $p = 5.31^{\circ} \pm 8.82$, y $R = -3.44^{\circ} \pm 10.09$, $F = 11.16^{\circ} \pm 9.31$, $p = 9.07^{\circ} \pm 9.26$, respectivamente. Cotejando estos resultados con los datos publicados de Urrutia-Fucugauchi (1981) para las unidades del encape volcánico de Santa Eulalia, se observa cierta semejanza con los parámetros de movimiento calculados en base al polo de referencia Paleógeno de Besse y Courtillot (2002), con $R = -13.32^{\circ} \pm 6.50$, $F = 3.45^{\circ} \pm 5.75$, y $p = 3.03^{\circ} \pm 5.67$ (Tabla 7; Fig. 9.1).

La tendencia en el incremento de movimiento tectónico que muestran los parámetros paleomagnéticos para esta región de Chihuahua, se explica por el movimiento extensional de la corteza, como mecanismo primario de la deformación, a partir del Oligoceno hasta el Reciente y desde la costa pacífica hasta la región occidental del estado de Texas (Sager, et al., 1992; Aranda-Gómez, et al., 2000; 2003; 2005). Otro mecanismo que explica la rotación tectónica se refiere al proceso de cizalla (shear-couple) desarrollado en una zona de fallamiento lateral (Sager, et al., 1992).

Otro de los resultados paleomagnéticos concluye un comportamiento diferente al norte y al sur del lineamiento en cuanto al movimiento rotacional y de transporte latitudinal sufrido por cada bloque. El dominio meridional señala un movimiento imperceptible con respecto al polo de referencia del Período Paleógeno ($R = \text{anti-horario } -0.78^{\circ} \pm 7.55$, $F = 0.35^{\circ} \pm 6.50$, y $p = 0.31^{\circ} \pm 6.43$). El resultado que se deriva de los sitios paleomagnéticos adscritos al dominio septentrional (Fig. 8.36) muestra una clara discrepancia con respecto al

polo de referencia del Período Paleógeno, donde la rotación tectónica aparente es prohoraria (R) = $+8.22^\circ \pm 7.84$, el aplanamiento (F) = $8.37^\circ \pm 7.11$, y el transporte hacia el polo (p) = $7.00^\circ \pm 7.06$ (Tabla 6).

Cabe hacer notar que para el dominio septentrional, la mayor parte de los sitios paleomagnéticos se ubican hacia el occidente del lineamiento y con ello, la tendencia a mostrar un movimiento tectónico mayor, acorde con la deformación extensional que gradualmente se incrementa del occidente de Texas, hacia el Mar de Cortés en esta parte de la Placa de Norte América.

El dominio meridional también exhibe un desequilibrio en la distribución de los sitios paleomagnéticos adscritos, con una concentración elevada hacia el extremo oriental del lineamiento (Fig. 8.36), y un solo sitio en su extremo occidental. Esto se traduce en los valores que se adjudican a los parámetros de movimiento tectónico y no refleja el verdadero comportamiento estructural de la corteza.

Lo anterior queda en evidencia al cotejar los resultados que se obtuvieron del análisis paleomagnético aplicado a los sitios del dominio meridional, con la información obtenida de los datos paleomagnéticos publicados por Alva-Valdivia, et al. (2003), cuyo cálculo referido al polo de referencia Paleógeno de Besse y Courtillot (2002), produjo los valores para $R = +11.84^\circ \pm 17.84$, $F = -1.33^\circ \pm 15.06$ y $p = -1.16^\circ \pm 15.02$. Aunque la rotación tectónica aparente se muestra bastante mayor, no así los parámetros que expresan el desplazamiento latitudinal, muy semejantes a los calculados para el dominio meridional (Tablas 6 y 7).

Por otra parte, la publicación de la información que concierne a la posición de los polos de referencia para Norte América y el resto del los continentes (por ejem., Besse y Courtillot, 2002), en la medida en la que va apareciendo publicada, va modificando los

resultados que se derivan del cálculo estadístico de datos paleomagnéticos y con ello, las conclusiones pueden ser mas estrechamente atinadas al indicar el movimiento que deben haber sufrido los bloques de corteza considerados, a diferencia de los resultados que se derivan en base a información publicada con antigüedad mayor relativa a la posición de esos polos de referencia (por ejem., Diehl, et al., 1988; Harrison y Lindh, 1982).

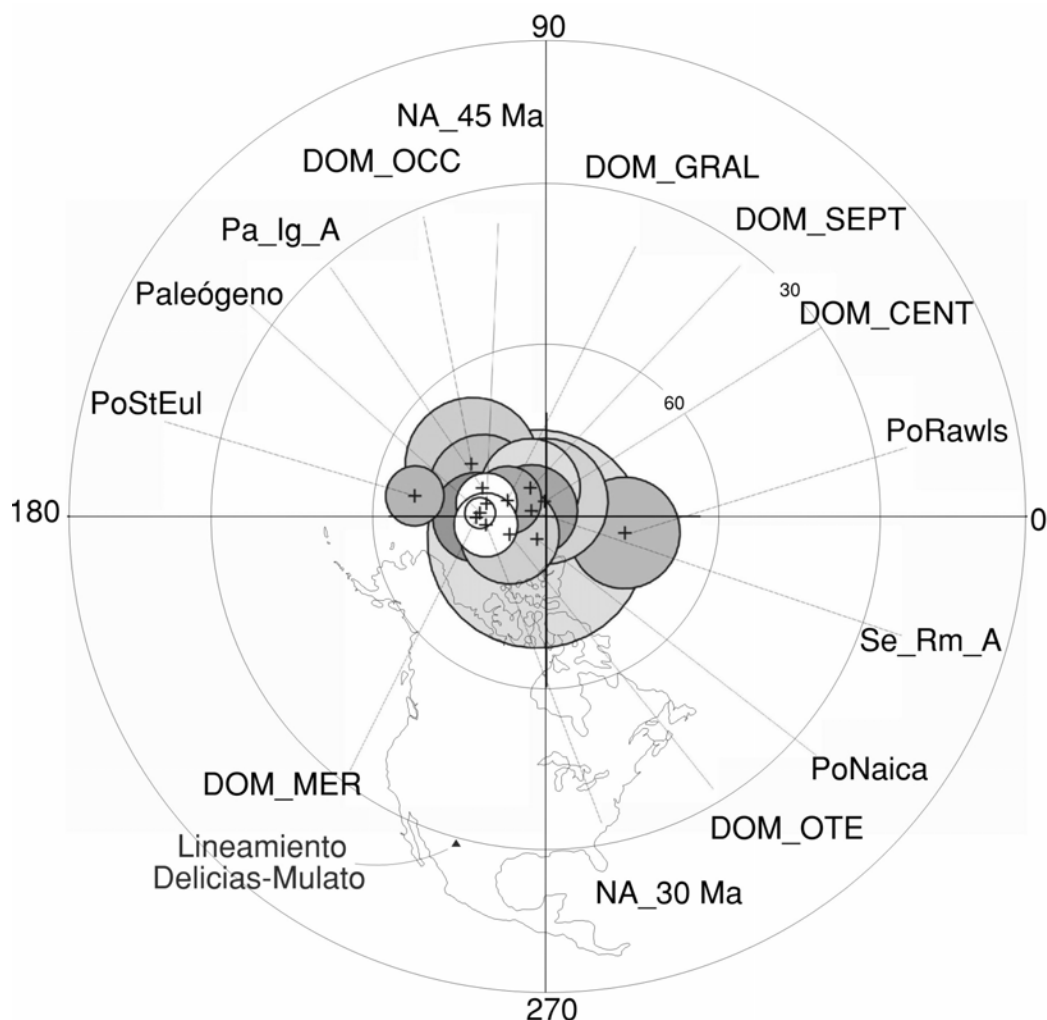


Figura 9. 1.- Polos paleomagnéticos, así como los correspondientes círculos de confianza del 95% para los dominios y grupos de la región centro-oriental del Estado de Chihuahua, comparados con los polos de referencia del Paleógeno, Eoceno Medio y Oligoceno Temprano de Norte América. El polo paleomagnético para el Período Paleógeno se compiló en base 14 polos de Besse y Courtillot (2002), que presentan un rango de edad desde los 65 – 25 Ma. Na_45 Ma = Polo de referencia del Eoceno Medio; Na_30 Ma = Polo de referencia del Oligoceno Temprano; Paleógeno = Polo de referencia del Período Paleógeno; Pa_Ig_A = Grupo Ígneo del Paleógeno Adicionado; Se_Rm_A = Grupo Sedimentario Remagnetizado Adicionado; PoStEul = Polo geomagnético virtual del encabe volcánico de Santa Eulalia; PoRawls = Polo geomagnético virtual de la Formación Rawls; PoNaica = Polo geomagnético virtual de Naica; DOM = Dominio; OCC = Occidental; MER = Meridional; SEPT = Septentrional; CENT = Central; OTE = Oriental

10. BIBLIOGRAFIA

Adkins, W. S., 1932, The Mesozoic Systems in Texas: *in* Sellard, Adkins and Plummer, eds., The Geology of Texas, volume 1: Univ. Texas Bull. 3232, p. 239-518.

Alba, L.A. and Chávez, R., 1974, K-Ar ages of volcanic rocks from the Central Sierra Peña Blanca, Chihuahua, Mexico: *Isochron*/West, no. 10 p. 21-23.

Alfonso-Zwanziger, Jesus, 1992, New concepts in Mesozoic Stratigraphy of Chihuahua: in Energy resources of the Chihuahua desert region; Goodell, P.C. García-G, C. and Reyes-C, I.A., editors, University of Texas at El Paso and El Paso Geological Society, pp. 77-129

Alva-Valdivia, L. M., Urrutia-Fucugauchi, J., and Gogitchaichvili, A. 2003, Petro-magnetic properties in the Naica Mining District, Chihuahua, Mexico: searching for source of mineralization. *Earth Planets & Space* 55, 1, 19-31

Amsbury, D.L., 1957, Geology of Pinto Canyon area, Presidio County, Texas: University of Texas at Austin, Ph.D. dissertation, 203 p.

Amsbury, D.L., 1958, Geology of the Pinto Canyon area, Presidio County, Texas: Texas Bureau of Economic Geology, Quadrangle Map No. 22.

Aranda-Gómez, J. J., Henry, C. D., y Luhr, J. F., 2000, Evolución tectono-magmática post-paleocénica de la Sierra Madre Occidental y de la porción meridional de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras, México: *Boletín Sociedad Geológica Mexicana*, V. LIII, pp. 59-71.

Aranda-Gómez, J. J., Luhr, J. F., Housh, T. B., Connor, C. B., Becker, T., Henry, C. D., 2003, Synextensional, Plio-Pleistocene eruptive activity in the Camargo volcanic field, Chihuahua, México: *Geological Society of America Bulletin*, 115(3), 298-313.

Aranda-Gómez, J. J., Luhr, J. F., Housh, T. B., Valdez-Moreno, G. y Chávez-Cabello, G., 2005, El volcanismo tipo intraplaca del Cenozoico Tardío en el centro y norte de México: una revisión, *Boletín Sociedad Geológica Mexicana*, Volumen conmemorativo del Centenario, Tomo LVII, núm. 3, p. 187-225.

Araujo-Mendieta, J., Arenas-Partida, R., 1986, Estudio Tectónico-Sedimentario en el Mar Mexicano, Estados de Chihuahua y Durango: *Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo XLVII, Num. 2

Araujo-Mendieta, J., Casar-González, R., 1987, Estratigrafía y sedimentología del Jurásico Superior en la Cuenca de Chihuahua, norte de México: *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 19, (1), 6-29.

Atwater, T., 1973, Implications of Plate Tectonics for the Cenozoic Tectonic Evolution of Western North America: in Allan Cox, editor, *Plate Tectonic and geomagnetic reversals*, W.H. Freeman and Company, pp. 583-609

Baker, C. L., and Bowman, W. F., 1917, Geologic exploration of the southeastern Front Range of trans-Pecos Texas: *Texas Univ. Bull.* 1753, pp. 101-112.

Barceló-Duarte, Jaime, 1983, Lower Cretaceous stratigraphy and depositional systems in Northwestern Coahuila, Mexico: Dissertation for the degree of Doctor of Philosophy, University of Texas at Austin, informe inédito

Ballard, M., Van der Voo, R. & Urrutia Fucugauchi, J., 1989. Paleomagnetic results from Grenvillian-aged rocks from Oaxaca, Mexico: Evidence for a displaced terrane. *Precambrian Research*, v. 42, p. 343-352.

- Bartolini, C., and Marsaglia, K.M., 1996, Mesozoic intra-arc volcanic-sedimentary sequences (Nazas Formation) in northern Durango, Mexico: in Clark, K.F., and Hoffer, J.M., eds., A geological traverse through parts of northwestern Mexico, Guidebook for the 1996 Field Conference; El Paso Geological Society Publication 24, p. 111-118.
- Bartolini, C., Harold L. and Stinnesbeck, W., 1999, Volcanic rock outcrops in Nuevo Leon, Tamaulipas and San Luis Potosi, Mexico: Remnants of the Permian-Early Triassic magmatic arc?, 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 America Special Paper 340.
- Bates, L.R. and Jackson, J.A., 1980, Glossary of Geology: American Geological Institute, 5205 Leesburg Pike, Falls Church, Va. 22041, 751 p.
- Bell, R.C., 1981, Geology of Central Sierra Peña Blanca (M.S. Thesis): El Paso, Tx., University of Texas at El Paso
- B.E.G., 1992, Geology of Texas: Bureau of Economic Geology, The University of Texas at Austin.
- Benedetti, S.J., 1976, Paleozoic conodonts from the Placer de Guadalupe area, east-central Chihuahua, Mexico: M.S. thesis, Texas Christian University, 141 p.
- Besse, Jean, and Courtillot, Vincent, 2002, Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr: Journal of Geophysical Research, vol. 107, No. B11, 2300, pp. 6.1 - 6.31
- Best, M.G., 1982, Igneous and Metamorphic Petrology: W.H. Freeman and Company, New York, 630 p.
- Bickford, M.E., K. Soegaard, K.C. Nielsen, J.M. McLelland, 2000, Geology and geochronology of Grenville-age rocks in the Van Horn and Franklin Mountains area, west Texas: Implications for the tectonic evolution of Laurentia during the Grenville: GSA Bulletin, vol. 112, no. 7, p. 1134-1148
- Blount, J.G., 1982, The Geology of the Rancho Los Filtros area, Chihuahua, Mexico: Master thesis of Geology presented to the Faculty of the Department of Geology, East Carolina University.
- Blount, J.G., 1993, The Geochemistry, Petrogenesis, and Geochronology of the Precambrian Metagneous rocks of Sierra del Cuervo and Cerro El Carrizalillo, Chihuahua, Mexico: Dissertation for the degree of Doctor of Philosophy, University of Texas at Austin, 242 p.
- Bose, E., and Cavins, O.A., 1927, The Cretaceous and Tertiary of Southern Texas and Northern Mexico: Univ. Texas Bull. 2748, p. 7-142.
- Bridges, L.W., 1964, Stratigraphy of Mina Plomosas-Placer de Guadalupe area, in Geology of Mina Plomosas-Placer de Guadalupe area, Chihuahua, Mexico. Field trip guidebook: West Texas Geological Society, Publication, núm. 64-50, 50-59.
- Bridges, L.W., 1966, Geología del area de Plomosas, Chihuahua: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Bol. 74, pte. 1, p. 1-134.
- Buitrón, B.E., 1974, Caenocidaris Cf. C. Cucumifera (Agassiz), equinoide del Jurásico Superior de Chihuahua: Univ. Nal. Autón. México, Instituto de Geología, Paleontología Mexicana, N. 40, p. 43-53.
- Bullard, E. C., Everett, J. and Smith, A. G., 1965. A symposium on continental drift. Roy Soc. London Philos. Trans. 258-A, 41-51.
- Burckhardt, C., 1930, Etude synthétique sur le Mesozoïque mexicain: Soc. Paléont. Suisse. Mem. 49-50, 280 p.

- Burrows, R. H., 1908, Sobre Rhynchonellas y Belemnites del Jurásico en Lluvia de Oro, Chihuahua, Bol. Sociedad Geológica Mexicana, Vol. 4, p.15
- Burrows, R.H., 1910, Geology of northern Mexico: Sociedad Geológica Mexicana, Bol. V. 7, pt. 1, p. 85-103
- Butler, R.F. 1992 Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes. Blackwell, Boston, 319 pp
- Caballero-Miranda, Cecilia, 2006, Elementos de Geomorfología; Geomorfología Dinámica: Facultad de Ciencias, UNAM, Online www.geofisica.unam.mx
- Cabrera, F., Narvaez, G., Chavez, J.M., Hernandez, R., Alcantara, J. Y Gomez, F., 1984, Exploracion carbonifera en la Cuenca de Ojinaga, Chihuahua: Sociedad Geologica Mexicana, Boletin 45 No. 3, pp 41-61
- Campa, M.F. and Coney, P.J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: Canadian Journal of Earth Science; V. 20, p. 1040-1051
- Campa, M.F., 1984, The Mexican Thrust Belt: in Tectonostratigraphic terranes, Pacific Northeast Quadrant, pp. 301-311
- Campbell, M. P. and Muela, P., 1983, Preliminary report of Stratigraphic and Structural studies of the Sierra Santa Rita, Chihuahua, México: in Geology and Mineral Resources of North Central Chihuahua, El Paso Geological Society, Guidebook 18, pp. 255-260.
- Capps, R.C., 1981, Geology of the Rancho El Papalote area, Chihuahua, Mexico: in Uranium in Volcanic and Volcaniclastic Rocks, Goodell, P.C. and Waters, A.C. editors AAPG Studies in Geology no.13, p. 181-187.
- Carpenter, D.L., 1997, Tectonic history of the metamorphic basement rocks of the Sierra del Carmen, Coahuila, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 109, no. 10, p. 1321-1332.
- Chacón, R., 1972, Geology of the San Carlos Dome, Manuel Benavides, Chihuahua, Mexico: Master thesis, Department of Geology, The University of Texas at El Paso, 74 p.
- Chávez-Aguirre, J.M., Chávez-Aguirre, R. y Ferríz, H., 1981, Geología y Metalogenia de la Caldera San Marcos, Chihuahua: A.I.M.M.G.M., Mem. Tec. XIV Conv.
- Chuchla, R.J., 1981, Reconnaissance geology of the Sierra Rica area, Chihuahua, Mexico: Unpublished Master Thesis, Department of Geology, The University of Texas at Austin, 200 p.
- Comaduran, O. and Melchor, A., 1996. Proyecto Olivos, Municipio de Valle de Rosario, Chihuahua: Reporte geológico y geoquímica de arroyos. Informe inédito para Compañía Fresnillo.
- Conlon, S.T., 1985, Volcanic geology of the General Trias-Tutuaca area, Chihuahua, Mexico: Master thesis, The University of Texas at Austin, 188 p.
- Consejo de Recursos Minerales, 1996, Carta geológico-minera de la Hoja Los Álamos, clave H13-D63, escala 1:50,000: Secretaría de Comercio y Fomento Industrial, con resumen.
- Cook, S.L., 1990, The geology and geochronology of the Palomas area, Chihuahua, Mexico: Master thesis, The University of Texas at Austin, 180 p.
- Cordoba, D.A., Rodriguez-Torres, R., Guerrero-Garcia, J., 1970, Mesozoic stratigraphy of the northern portion of the Chihuahua Trough, in The Geologic Framework of the Chihuahua Tectonic Belt; Symposium in honor of Professor Ronald K. Deford: West Texas Geological Society and The University of Texas at Austin, p. 83-97

Córdoba, D.A., 1969, Mesozoic stratigraphy of northeastern Chihuahua, Mexico, in *The Border Region: New Mexico Geological Society, 20th Field Conference Guidebook*, 91-101.

CoReMi, 1992, Carta Geológica de México, esc. 1 : 2,000,000: Auspiciada por el Consejo de Recursos Minerales y Compilada por el Instituto de Geología de la UNAM.

CoReMi, 2000 (a), Carta Geológico-Minera Huejotitán G13-A46, escala 1: 50,000, Chihuahua: Consejo de Recursos Minerales, Secretaría de Comercio y Fomento Industrial.

CoReMi, 2000 (b), Carta Geológico-Minera Ciudad Delicias, H13-11, escala 1:250,000, Chihuahua: Consejo de Recursos Minerales, Secretaría de Comercio y Fomento Industrial.

CoReMi, 2003, Carta Geológico-Minera Ojinaga, H13-8, Escala 1:250,000, Chihuahua: Consejo de Recursos Minerales, Secretaría de Comercio y Fomento Industrial.

CoReMi, 2003, Carta Geológico-Minera Chorreras H13-C59, Escala 1:50,000, Chihuahua: Consejo de Recursos Minerales, Secretaría de Economía.

CoReMi, 2005, Carta Geológico-Minera Plomosa H13-C49, Escala 1:50,000, Chihuahua: Consejo de Recursos Minerales, Secretaría de Economía.

De Cserna, Z., 1956, Geologia de la Region entre Parral, Chih., y Monterrey, N.L.: 20th. Int. Geol. Cong., Congreso Geol. Int. Mex., Excursion a-13, p. 17-23

De Cserna, Z., 1960, Orogenesis in time and space in Mexico: *Geologische Rundshan*, vol. 50, p. 595-604

De Cserna, Z., 1966, Notas sobre la Geología de la región de Placer de Guadalupe y Plomosas, Estado de Chihuahua: *Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Bol.* 74, pte. 2, p. 135-143.

De Cserna, Z., Rincón-Orta, C., Solorio-Munguía, J., Schmitter-Villada, E., 1968, Una edad radiométrica pérmica temprana de la región de Placer de Guadalupe, noreste de Chihuahua: *Bol. Soc. Geol. Mexicana*, v. 31, n. 1, p. 65-73.

DeFord, R.K., 1964, History of geologic exploration in Chihuahua, in *Geology of Mina Plomosas-Placer de Guadalupe area, Chihuahua, Mexico; Field trip guidebook: West Texas Geological Society, Publication*, núm. 64-50, 116-129.

DeFord, R.K., Haenggi, W.T., 1970, Stratigraphic nomenclature of Cretaceous rocks in northeastern Chihuahua: in Ken Seewald and Dan Sundeen, eds., *Symposium of The geologic framework of the Chihuahua Tectonic Belt; The West Texas Geological Society and The University of Texas at Austin*, p. 175-196.

De la Fuente-Duch, M.F., C.L.V. Aiken y M. Mena J., 1994, *Cartas Gravimétricas de la República Mexicana; II Carta de Anomalía de Aire Libre: Esc. 1 : 3,000,000*, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica.

De La O-Burrola, F., Arzabala-Molina, J., y Serrano-González, E., 2003, Carta El Jateado, Clave H13-C69, Escala 1:50,000, Estado de Chihuahua: Secretaría de Economía, Coordinación General de Minería, Consejo de Recursos Minerales, Subdirección de Cartografía Geológico-Minera, Gerencia de Geología y Geoquímica, Oficina Regional Chihuahua, 65 p.

Del-Arenal, R., 1964, Estudio geológico para la localización de yacimientos de carbón en el área Ojinaga-San Carlos, Estado de Chihuahua, México: *Asoc. Mexicana de Geólogos Petroleros, Bol.* V. XVI, p 121-142

Diaz-Velarde, G., 1968, Geología del área de Monte Bustillos, Municipio de Ojinaga, Estado de Chihuahua: Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM, Inédita, 92 p.

Dickinson, W. R., and W. S. Snyder, 1979, Geometry of Subducted Slabs Related to San Andreas Transform, *J. Geol.*, 87, 609-627

Dickinson, W.R. and Lawton, T.F., 2001, Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 113, no. 9, p. 1142-1160.

Diehl, J.F., McClannahan, K.M., and Bornhorst, T.J., 1988, Paleomagnetic results from the Mogollon-Datil volcanic field, southwestern New Mexico, and a refined mid-Tertiary reference pole for North America: *Journal of Geophysical Research*, v. 93, p. 4869-4879.

Dobrin, M. B., 1976, *Introduction to geophysical prospecting*: McGraw-Hill, Inc. 630 p.

Drewes, H., 1978, The Cordilleran orogenic belt between Nevada and Chihuahua: *Geological Society of America, Bull.*, v. 89, p. 641-657.

Duex, T., 1983, Geology of the Cuauhtemoc Area, Central Chihuahua, Mexico: in Clark, K.F. and Goodell, P.C., Editors, *Geology and Mineral Resources of North-Central Chihuahua*, Guidebook for the 1983 Field Conference, El Paso Geological Society, p. 213-218.

Dyer, R., Chavez-Quirarte, R., and Guthrie, R.S., 1986, Cordilleran Orogenic Belt of Northern Chihuahua, Mexico: *AAPG Bull.* 72, No. 1 (Abstracts), p. 99.

Dyer, R. and Reyes, I., 1987, The geology of Cerro El Carrizalillo, Chihuahua, Mexico, Preliminary Findings: *Excursión Geológica, Paleozoico de Chihuahua*, Univ. Autón. Chihuahua y Soc. Geol. Mexicana, *Gaceta Geológica*, v. 1, n. 1, p. 108-128.

Eaton, G. P., 1982, The Basin and Range Province: Origin and Tectonic Significance; *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, Vol. 10, Pages 409-440

Enkin, R.J. & Watson, G.S. (1996). Statistical analysis of palaeomagnetic inclination data. *Geophysical Journal International*, 126: 495-504.

Escamilla-Herrera, A., Hernández-Mejía, F., Eguizabal-Martínez, F.J., 1991, Estudio integral del Paleozoico en Chihuahua y Coahuila: Informe CAO-3515, Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección de Tecnología de Exploración, Gerencia de Investigación Aplicada a la Exploración, 275 p.

Ferriz, H., 1981, Geología de la Caldera de San Marcos, Chihuahua: Univ. Nal. Autón. México *Inst. Geología, Revista*, vol. 5, núm. 1, p. 65-79.

Fisher, R.A., 1953, Dispersion on a sphere. *Proc. R. Soc. London*, A-127, p. 295-305.

Fisher, N.I, Lewis, T. & Embleton, B.J.J. (1987). *Statistical analysis of spherical data*, Cambridge University Press, 329pp.

Franco-Rubio, M., 1978, Estratigrafía del Albiano-Cenomaniano en la Región de Naica, Chihuahua: Univ. Nal. Autón. México, *Inst. Geología, Revista*, vol. 2, núm. 2, p. 132-149.

Franco-Rubio, M., 1983, Geological map of the Manuel Benavides area, Chihuahua, Mexico: in *Geology and Mineral Resources of North-Central Chihuahua*; Guidebook for the 1983 Field Conference, El Paso Geological Society, Publication No. 15, pp. 247-248.

Franco-Rubio, M., 1999, Geology of the basement below the decollement surface, Sierra de Catorce, San Luis Potosí, Mexico, in Bartolini C., Wilson, J.L., and Lawton, T.F., eds., *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico*: Boulder, Colorado, Geol. Soc. América, Special Paper 340, p. 211-227.

Franco-Rubio, M., 2002, Paleomagnetismo de la porción centro-oriental del Estado de Chihuahua, México: Definición del Lineamiento Delicias-Mulato, Propuesta de tesis doctoral ante el Comité de Admisión al Posgrado en Ciencias de la Tierra de la UNAM.

Franco-Rubio, M., Comaduran-Ahumada, O., Alva Valdivia, L., and Urrutia-Fucugauchi, J., 2006, The Olivos ophiolite (Chihuahua, Mexico) marks the suture zone along the southwestern margin of Laurentia: *Eos Trans. AGU*, 87(36), Jt. Assem. Suppl., Abstract u41c-02.

Franco-Rubio, M., Comaduran-Ahumada, O., Alva Valdivia, L., Urrutia-Fucugauchi, J. and Molina-Garza, R., 2007 (en prensa), The Olivos olistostrome: remnant of a Late Permian oceanic basin along the southwestern margin of Laurentia, Chihuahua, Mexico: *International Geology Review*, V.49 p. XXX-XXX.

Freydier, C., Lapiere, H., Briquet, L., Tardy, M., Coulon, C., and Martinez-Reyes, J., 1997, Volcaniclastic sequences with continental affinities within the Late Jurassic-Early Cretaceous Guerrero intra-oceanic arc terrane (western Mexico): *Journal of Geology*, v. 105, p. 483-502.

FYSPSA, 1979, Estudio Geológico del Prospecto Lago Toronto, Estado de Chihuahua. Informe NE-M 1601, Petróleos Mexicanos, Inédito.

Galley, John E. 1958. Oil and geology in the Permian Basin of Texas and New Mexico. Habitat of oil. Menasha, Wisconsin: The Collegiate Press: 395-446.

García-Esparza, Jose, 1992, Updating of the Stratigraphy of the Paleozoic of the Areas of Placer de Guadalupe-Cerro de Enmedio, Cerro Carrizalillo, and Sierra El Cuervo, State of Chihuahua: *in* Energy Resources of the Chihuahua Desert Region, Goodell, García-G and Reyes-C, editors, University of Texas at El Paso and El Paso Geological Society, pp. 12-37

García-Esparza, José., 1987, Estudio preliminar de la estratigrafía y estilo estructural de la Sierra Rica, en el Noroeste de Chihuahua, México: Excursión Geológica, Paleozoico de Chihuahua, Univ. Autón. Chihuahua y Soc. Geol. Mexicana, Gaceta Geológica, v. 1, n. 1, p. 163-175.

Geochron Labs, 1999, Potassium-Argon Age Determination; Report of analytical work R12524: 711 Concord Avenue, Cambridge, Mass. 02138.

Geohidrología y Climatología, 2004, Reporte Climatológico Anual 2004: Red Estatal de Gobierno del Estado de Chihuahua, Junta Central de Agua y Saneamiento, Dirección Técnica, Subdirección de Fuentes de Abastecimiento, 96 p.

Goguitchaichvili, A., Alva-Valdivia, L. M., Urrutia-Fucugauchi, J. and C. Zesati, 2001. Paleomagnetic and paleointensity study of Oligocene volcanic rocks from Chihuahua (northern Mexico). *Physics Earth Planetary Inter.* 124, 223-236.

Gómez-Parra, F., 1983, Geology of Sierra del Aguila, northern Chihuahua, Mexico, in *Geology and Mineral Resources of North-Central Chihuahua: El Paso Geological Society, Guidebook 1983 Field Conference*, p. 261-267.

Gomez-Parra, Filiberto, 1983, The geology of the Sierra del Aguila, Chihuahua, Mexico: Master thesis, The University of Texas at El Paso, 118 p.

Goodell, P.C., 1981, Geology of the Peña Blanca Uranium Deposits, Chihuahua, Mexico: in *Uranium in Volcanic and Volcaniclastic Rocks*, Goodell, P.C. and Waters, A.C. editors AAPG Studies in Geology no.13, p. 275-291.

Grajales-Nishimura, J.M., Terrell, D.J., and Damon, R.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.

- Gregory, J.L., 1981, Volcanic stratigraphy and K-Ar ages of the Manuel Benavides area, northeastern Chihuahua, Mexico, and correlations with the Trans-Pecos Texas volcanic province: Master thesis, Department of Geology of The University of Texas at Austin, 79 p.
- Gries, J.C. and Haenggi, W.T., 1970, Structural evolution of the eastern Chihuahua Tectonic Belt: in Seeawald and Sundeen editors Ronald K. Deford Symposium of The Geologic Framework of the Chihuahua Tectonic Belt, The West Texas Geological Society and The University of Texas at Austin, p. 119-138
- Gundesron R., Cameron K. and Cameron M., 1986, Mid-Cenozoic high-K calc-alkalic and alkalic volcanism in eastern Chihuahua, Mexico: Geology and geochemistry of the Benavides-Pozos area: Geological Society of America Bulletin, v. 97, p. 737-753.
- Guzmán, E.J. and De Cserna, Z., 1963, Tectonic history of México: in Childs, O.E. and Beebe, W.B., Backbone of the Americas, Am. Assoc. Pet. Geol. Memoir 2, p. 115-120.
- Haenggi, W. T. and Muehlberger, 2005, Chihuahua trough – A Jurassic pull-apart basin: in The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives; Geological Society of America, Special Paper 393, pp. 619-630
- Haenggi, W.T., 2002, Tectonic history of the Chihuahua trough, Mexico and adjacent USA, Part II: Mesozoic and Cenozoic: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Tomo LV, Num. 1, p. 38-94.
- Haenggi, W.T., 2001, Tectonic history of the Chihuahua Trough, Mexico and adjacent USA; Part I, the pre-Mesozoic setting: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Tomo LIV, 28-66.
- Haenggi, W. T., 1966, Geology of El Cuervo area, northeastern Chihuahua, Mexico: University of Texas at Austin, Ph.D. dissertation, xxiii + 403 p.
- Handschy, J.W., G.R. Keller, and K.J. Smith, 1987. The Ouachita system in northern Mexico, Tectonics, v. 6, no. 3, p. 323-330.
- Handschy, J.W., 1987, Polyphase deformation in Sierra del Cuervo, Chihuahua, Mexico: Evidence for Ancestral Rocky Mountain tectonics in the Ouachita foreland of northern Mexico; Geological Society of America Bulletin, v. 99, p. 618-632.
- Handschy, J.W., 1986, The Geology and Tectonic History of south-central Sierra del Cuervo, Chihuahua, Mexico: Thesis for the degree of Master of Science, The University of Texas at El Paso, Informe Inédito
- Harlan, S. S., Geissman, J. W., Price, J. G., Henry, C. D., Onstott, T. C., and Oldow, J., 1987, Paleomagnetic documentation of the cessation of Chihuahuan fold thrust belt deformation, SW Texas: Geological Society of América Abstracts with programs, v. 19, p. 693-694.
- Harkey, D. A., 1985, Structural geology and sedimentologic analysis (Las Vigas Formation), Sierra San Ignacio, Chihuahua, Mexico: Master thesis, University of Texas at El Paso, 122 p.
- Harrison, C.G.A., and Lindh, T., 1982, A polar wandering path for North America during the Mesozoic and Cenozoic: Journal of Geophysical Research, v. 87, p. 1903 - 1920
- Hennings, P.H., 1991, Structural studies of the Chihuahua tectonic belt: PhD Dissertation, The University of Texas at Austin, 118 p.
- Hernández-Avile, J. A. y Franco-Vega, Oscar, 2004, Carta Cuchillo Parado, Clave H13-D31, Escala 1:50 000, Estado de Chihuahua, Cartografía geológico-minera: Estados Unidos Mexicanos, Consejo de Recursos Minerales, Subdirección de Operación, Gerencia de Geología, Subgerencia Regional Chihuahua, 64 p.

- Hernández, C.A., 1974, Informe final del Prospecto Delicias: Petróleos Mexicanos, NE-M 1506, Inédito.
- Hill, R.T., 1901, Geography and geology of the Black and Grand prairies: United States Geological Survey, 21st Annual Report., pt. 7, 666 p.
- Hill, R.T., 1891, The Comanche series of the Texas-Arkansas region (with discussion by C.A. White and others): Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 2, p. 503-528.
- Hill, R.T. and Vaughan, T.W., 1897, Geology of the Edwards Plateau and Rio Grande Plain adjacent to Austin and San Antonio, Texas, with reference to the occurrence of underground waters: U.S. Geol. Survey 18th Ann. Rept., part.II, Washington, D.C., p. 193-321.
- Hills, John M. 1984. Sedimentation, tectonism, and hydrocarbon generation in Delaware Basin, West Texas and Southeastern New Mexico. AAPG Bull. 68 (3): 250-267.
- Hills, E.S., 1975, Elements of Structural Geology: Chapman and Hall LTD & Science Paperbacks, 502 p.
- Holguín-Quiñones, N. y Cantú-Chapa, A., 1979, Estratigrafía del Mesozoico en el área limítrofe entre los Estados de Chihuahua y Coahuila; Instituto Mexicano del Petróleo; Proyecto C-1064, Informe inédito.
- Hobbs, B.E., Means, W.D., and Williams, P.F., 1976, An outline of structural geology, New York: Wiley, 571 p.
- Housh, Todd B. and McDowell, Fred W., 2005, Isotope provinces in Laramide and mid-Tertiary igneous rocks of northwestern Mexico (Chihuahua and Sonora) and their relation to basement configuration: Geological Society of America, Special Paper 393, p. 671-691
- Humphrey, W.E. and Teodoro Díaz, 1956, Jurassic and Lower Cretaceous Stratigraphy and Tectonics of Northeast Mexico; Petróleos Mexicanos, NE-M-799, Informe inédito.
- Humphrey, W.E., 1949, Geology of the Sierra de los Muertos area (with descriptions of Aptian Cephalopods from the La Peña Formation): G.S.A. Bull. 60, p. 889-1076
- Ide, S., 1986, Geology of mid-Tertiary volcanic rocks in the Laborcita-General Trias area, Central Chihuahua, Mexico: Master thesis, The University of Texas at Austin, 155 p.
- Imlay, R.W., 1936, Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico. Geology of the western part of the Sierra de Parras (Part IV): Geol. Soc. America Bull. 47, p. 1091-1152
- Imlay, R.W., 1937, Geology of the middle part of the Sierra de Parras, Coahuila, Mexico: Geol. Soc. America Bull. 48, p. 587-630
- Imlay, R.W., 1944, Cretaceous formations of Central America and Mexico: Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, v. 28, p. 1077-1195.
- Immitt, J.P., 1981, Skarn and epithermal vein mineralization in the San Carlos Caldera region, northeastern Chihuahua, Mexico: Master thesis, Department of Geology of The University of Texas at Austin, 110 p.
- I.N.E.G.I., 2000, Censo de población
- I.N.E.G.I., 1999, Carta geológica Chihuahua, clave H13-10, escala 1 : 250,000: Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, 2^a impresión.
- I.N.E.G.I., 1996, Espaciomapa Estatal Chihuahua, escala 1: 1,250,000: Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática.

I.N.E.G.I., 1995, Modelo sombreado tridimensional escala 1 : 250,000 para el Estado de Chihuahua: Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática.

I.N.E.G.I., 1985, Carta Geológica Chihuahua, escala 1:250,000, Clave H13-10: Inst. Nal. Estadística, Geografía e Informática.

Iriondo, A., Kunk, M.J., Winick, J.A. and CoReMi, 2004, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Dating studies of minerals and rocks in various areas in Mexico: USGS/CRM Scientific Collaboration (Part II), Open File Report 04-1444, on-line edition (pdf), 46 p.

Irvine, T.N. and W.R.A. Baragar, 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: Canadian Jour. Earth Sci., v. 8, n. 5, p. 523-548.

James, E.W. and Henry, C.D., 1993, Southeastern extent of the North American craton in Texas and northern Chihuahua as revealed by Pb isotopes: Geological Society of America Bull., v. 105, p. 116-126.

Jones, N. W. and McKee, J. W., 1987, Pre Cretaceous volcanic rocks at Sierra Diablo, Chihuahua: in Paleozoico de Chihuahua, Excursión Geológica No. 2, Univ. Autón. Chihuahua y Soc. Geológica Mexicana, Gaceta Geológica, v. 1, n. 1, p. 82-96.

Keppie, J. D. & Ortega Gutierrez, F., 1999. Middle American Precambrian basement: A missing piece of the reconstructed 1-Ga orogen. Geological Society of America Sp. Paper, v. 336, p. 199-210.

Keppie, J. D. & Ortega Gutierrez, F., 1995. Provenance of Mexican terranes: Isotopic constraints. International Geology Review, v. 37, p. 813-824.

King, P. B. 1937. Geology of the Marathon Region, Texas. United States Geological Survey Professional Paper 187.

Kirschvink, J.L., 1980, The least-squares lines and plane and the análisis of palaeomagnetic data: Geophys. J.R. Astr. Soc., 62, p. 699-718.

Kostenko, N. P., 1975, Geomorfología estructural aplicada: Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de Mexico, 113 p.

Labarthe-Hernández, G. Y M. Tristán-González, 1989, El Domo La Negra y su ambiente tectónico en la Sierra de Encinillas, Chihuahua: Univ. Nal. Autón. México, Instituto de Geología, Tercer Simposio sobre Geología Regional de México, Mem. pp. 51-52.

Lawlor, P. J., Ortega, F., Cameron, K. L., Ochoa, H., Lopez, R. & Sampson, D.E., 1999. U-Pb geochronology, geochemistry, and provenance of the Grenvillian Huiznalopa Gneiss of eastern Mexico. Precambrian Research, v. 94, p. 73-99.

Lawton, T.F. and McMillan, N.J., 1999, Arc abandonment as a cause for passive continental rifting: Comparison of the Jurassic Mexican Borderland rift and the Cenozoic Rio Grande rift: Geology, v. 27, no. 9, p. 779-782

Lehmann, Christoph, Osleger, D. A., Montañez, I. P., Sliter, W., Arnaud, A. and Gignoux, M., 1999, Evolution of Cupido and Coahuila carbonate platforms, Early Cretaceous, northeastern Mexico: GSA Bulletin; v. 111; no. 7; p. 1010-1029.

Levin, H.L., 1988, The earth through time: Third edition, Saunders College Publishing, 593 p.

Longoria, J.F., 1975, Estratigrafía de la Serie Comancheana del Noreste de México: Bol. Soc. Geol. Mexicana XXXVI, p. 31-59.

- López-Ramos, E., 1984, Paleogeografía y tectónica del Mesozoico de México: Instituto de Geología, Revista, V. 5, N. 2, p. 158-177
- Lovejoy, Earl M.P., 1976, Geology of Cerro de Cristo Rey Uplift, Chihuahua and New Mexico: New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources, Memoir 31, 84 p.
- Mauger, R.L., McDowell, F.W. and Blount, J.G., 1983, Grenville-age Precambrian rocks of the Los Filtros area, near Aldama, Chihuahua, Mexico: in Geology and Mineral Resources of North-Central Chihuahua; Guidebook for the 1983 Field Conference, El Paso Geological Society, Publication No. 15, p. 247-248.
- Mauger, R.L., 1983, Geologic Map of the Majalca-Punta de Agua Area, Central Chihuahua, Mexico: in Geology and Mineral Resources of North-Central Chihuahua, Clark, K.F. and Goodell, P.C., editors, Guidebook for the 1983 Field Conference, El Paso Geological Society, p. 169- 174.
- Mauger, R.L. and Dayvault, R.D., 1983, The Tertiary Volcanic Rocks in Lower Santa Clara Canyon, Central Chihuahua, Mexico: in Geology and Mineral Resources of North-Central Chihuahua, Guidebook for the 1983 Field Conference, Clark K.F. and Goodell, P.C., editors, El Paso Geol. Soc., p. 175-185.
- Mauger, R.L., 1981, Geology and Petrology of the Central Part of the Calera-Del Nido Block, Chihuahua, Mexico: in Uranium in Volcanic and Volcaniclastic Rocks, Goode11, P.C. and Waters, A.C., editors, AAPG Studies in Geology, no.13, p. 205-242.
- Maxwell, R.A., Lonsdale, J.T., Hazzard, R.T. and Wilson, J.A., 1967, Geology of Big Bend National Park, Brewster County, Texas: The University of Texas, Publication No. 6711, 320 p.
- McDowell, F.W., Housh, T.B., and Wark, D.A., 1999, Nature of the crust beneath west-central Chihuahua, Mexico, based upon Sr, Nd, and Pb isotopic compositions at the Tomochic volcanic center: Geological Society of America Bulletin, v. 111, p. 823-830.
- McDowell, F.W. and Mauger, R.I., 1994, K-Ar and U-Pb zircon chronology of Late Cretaceous and Tertiary magmatism in central Chihuahua State, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 106, p. 118-132.
- McDowell, F.W., and Clabaugh, S.E., 1979, Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico: Geol. Soc. America, Spec. Paper 180, p. 113-124.
- McFadden, P.L. and McElhinny, M.W., 1990, Classification of the reversal test in palaeomagnetism: Geophys. J. Int., 103, p. 725-729.
- McFadden, P.L. & Reid, A.B. (1982). Analysis of palaeomagnetic inclination data. Geophysical Journal Royal astronomical Society, 69, 307-319.
- McKee, J.W., N.W. Jones, and T.H. Anderson, 1988. Las Dalicias basin: A record of late Paleozoic arc volcanism in northeastern Mexico, Geology, v. 16, p. 37-40.
- Megaw, P.K.M., 1989, Geology of the Santo Domingo Caldera area, Chihuahua, Mexico: Unpublished Doctoral Dissertation, University of Arizona at Tucson.
- Megaw, P.K.M. and McDowell, F.W., 1983, Geology and Geochronology of Volcanic Rocks of the Sierra Pastorías Area, Chihuahua, Mexico: in Geology and Mineral Resources of North-Central Chihuahua, Guidebook for the 1983 Field Conference, Clark, K.F. and Goodell, P.C., editors, El Paso Geol. Soc., p. 195-204
- Megaw, P.K.M., 1981, Volcanic rocks of the Sierra Pastorías Caldera area, Chihuahua, Mexico: in Goodell, P.C., and Waters, A.C., eds., Uranium in volcanic and volcaniclastic rocks, Amer. Assoc. Petroleum Geologists, Studies in Geology 13, p. 189-203

Mellor, E.I. and Breyer, J.A., 1981, Petrology of late Paleozoic basin-fill sandstones, north-central Mexico: Geological Society of America Bulletin, Part 1, v. 92, p. 367-373.

Mena-Escobar, V. A., 1994, Paleogeografía del Mesozoico en la porción centro-oriental del Estado de Chihuahua: Universidad Autónoma de Chihuahua, Tesis inédita, 110 p.

Molina-Garza, R. S. and Geissman, J. W., 1999, Paleomagnetic data from the Carborca terrane, Mexico: Implications for Cordilleran tectonics and the Mojave-Sonora megashear hypothesis; Tectonics, v. 18, No. 2, pp. 293-325

Monreal, R. and Longoria, J. F., 1999, A revision of the Upper Jurassic and Lower Cretaceous stratigraphic nomenclature for the Chihuahua trough, north-central Mexico: in Bartolini C., Wilson, J.L., and Lawton, T.F., eds., Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico: Boulder, Colorado, Geol. Soc. América, Special Paper 340, p. 69-92.

Moores, E. M. and Twiss, R. J., 1995. Tectonics: W.H. Freeman and Company, New York, 415 p.

Mosher, S., 1998, Tectonic evolution of the southern Laurentian Grenville orogenic belt: Geological Society of America Bulletin, v. 110, no. 11, p. 1357-1375.

Olsen, P. E., 1997, Stratigraphic record of the Early Mesozoic breakup of Pangea in the Laurasia-Gondwana rift system: Abstract, Annual Review of Earth and Planetary Sciences, vol. 25, pp. 337-401

Ortega-G, F., y Guerrero-G, J., The Geologic Regions of Mexico: in Palmer, A.R. editor, Perspectives in Regional Geological Synthesis, Planning for The Geology of North America, D-NAG Publication 1, Geol. Soc. of America, pp. 99- 104.

Paal Exploraciones, 1980; Geología de las Hojas La Madera y Manuel Benavides, Municipio de Manuel Benavides, Chihuahua, México: Informe Inédito, Superintendencia de Exploración Chihuahua, Petróleos Mexicanos.

Padilla-Palma, M.L., 1990, Reconocimiento geológico de los yacimientos de barita en Julimes, Chihuahua, México: Tesis Profesional, Facultad de Ingeniería, Univ. Autónoma Chihuahua, 77 p.

Peterson, D.W., 1979, Significance of the flattening of pumice fragments in ash-flow tuffs: Geol. Soc. Amer., Spec. Paper 180, p. 195-204.

Pindell, J. L., 1985. Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas, and proto-Caribbean. Tectonics 4, 385-393.

Pingitore, N.E., Stege, B.M., Goodell, P.C., and Lemone, D.V., 1983, Limestone Stratigraphy, Central Sierra Peña Blanca: in Geology and Mineral Resources of North- Central Chihuahua, Guidebook for the 1983 Field Conference, Clark, K.F. and Goodell, P.C., editors, El Paso Geol. Society, p. 239-246.

Poole, F.G.; Perry, W.J., Jr.; Madrid, R.J., Amaya Martinez, 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 The Mojave-Sonora Megashear Hypothesis: Development, Assessment, and Alternatives: Special Paper 393, The Geological Society of America, p. 543-596

Powell, L. 2002, Tectonic Origins of the Ancestral Rocky Mountains: GEOL 5700 Course –Spring, Internet page AncestralRockies/

Prescott, B., 1908, The main mineral zone of the Santa Eulalia district, Chihuahua: Trans. Am. Inst. Min., Engineers, v. 51, p. 57-99.

- Quintero-Legorreta, O. y Aranda-García, M., 1985, Relaciones estructurales entre el Anticlinorio de Parras y el Anticlinorio de Arteaga (Sierra Madre Oriental), en la región de Agua Nueva, Coahuila: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista, vol. 6, núm. 1, p. 21-36.
- Quintero-Legorreta, O. y J. C. Guerrero, 1985, Una nueva localidad del basamento precámbrico de Chihuahua, en el área de Carrizalillo: Instituto de Geología, Revista, V. 6, Num. 1. p. 98-99
- Raisz, E., 1968, Landforms of Mexico: (Map) 1:3,000,000, prepared for the Geography Branch of the office of Naval Research, Cambridge, Mass, 2nd Corrected edition.
- Ramírez-M., J.C. y Acevedo-C., F., 1957, Notas sobre la geología de Chihuahua: Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Boletín, IX, 583-772.
- Rapp, S. D., McFadden, B. J., and Shiebout, J. A., 1983, Magnetic polarity of the early Tertiary Black Peaks Formation, Big Bend National Park, Texas, Journal of Geology, v. 91, p. 555-572.
- Reyerros de Castillo, M.M., 1974, Corales del Jurásico Superior de Chihuahua: Univ. Nal. Autón. México, Instituto de Geología, Paleontología Mexicana, N. 40, p. 5-41.
- Roberts, D.C., 1989, Sedimentation and Tectonics of the Cerro Los Panales area, east-central Chihuahua, Mexico: Thesis for the degree of master of science, The University of Texas at El Paso, 175 p.
- Ross, C.A., 1986, Paleozoic evolution of southern margin of Permian basin: Geological Society of America Bull., v. 97, p. 536-554.
- Royo-Ochoa, M., L. M. Alva-Valdivia², J. Urrutia Fucugauchi², R. Chavez¹, A. Goguitchaichvili², J. Solé³ and M. L. Rivas², 2004. Magnetic Polarity Stratigraphy and K-Ar Dating in the Camargo Volcanic Field, Northern Mexico— Lateral SW – NE Migration of Volcanic Activity. Int. Geol. Review 46, 558-573.
- Rueda-Gaxiola, J, Lopez-Ocampo, E, Dueñas, M.A., Rodríguez, J.L., and Torres-Rivero, A., 1999, The palynostratigraphical method: Basis for defining stratigraphy and age of the Los San Pedros Allogroup, Huizachal-Peregrina anticlinorium, 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 America Special Paper 340, pp. 229-269.
- Rudnik, L. R. and K. L. Cameron, 1991, Age diversity of the deep crust in northern Mexico: Geology, v. 19, No. 12, p. 1197-1200.
- Ruiz, J., Tosdal, R. M., Restrepo, P.A. & Murillo, G., 1999. Pb isotope evidence for Colombia-southern Mexico connections in the Phanerozoic. Geological Society of America Sp. Paper, v. 336, p. 183-197.
- Ryan, D., 1988, Paleomagnetism of Paisano Volcano, Texas (M.S. thesis): College Station, Texas, A&M University, 153 p.
- Sager, W.W., C.A. Mortera-Gutierrez, and J. Urrutia-Fucugauchi, 1992, Paleomagnetic evidence of Tertiary tectonic rotation in west Texas: Geology, vol. 20, p. 935-938
- Santamaria-O, D., Ortuño-A, F., Adatte, T., Ortiz-U, A., Riba-R, A., y Franco-N, S., 1991, Evolución Geodinámica de la Cuenca de Sabinas y sus Implicaciones Petroleras, Estado de Coahuila: Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección de Tecnología de Exploración, Gerencia de Investigación Aplicada a la Exploración, Tomo I, CAO-3508, 209 p.
- Scott, S. D., 1998. Modern and ancient volcanogenic massive sulfide (VMS) deposits: Textbook for a Short Course, 260 p.

- Sedlock, R.L., F. Ortega-Gutiérrez, and R. C. Speed, 1994, Tectono-stratigraphic Terranes and Tectonic Evolution of Mexico; Special Paper N° 278, Geological Society of America, 153 p.
- SGM-CoReMi, 2005, Mapa de Campo Magnético Total para el Estado de Chihuahua: Servicio Geológico Mexicano (antes Consejo de Recursos Minerales): Portal de Internet www.coremisgm.gob.mx
- SGM-CoReMi, 2005, Carta Geológico-Minera Cuchillo Parado H13-D31, Chihuahua: Servicio Geológico Mexicano (antes Consejo de Recursos Minerales), Secretaría de Economía, Primera Edición.
- SGM, 1985, Plano Geológico-Minero del Estado de Chihuahua, México: Sociedad Geológica Mexicana, Delegación Chihuahua, Esc. 1:500,000.
- Shafiqullah, M., Damon, P.E. and Clark, K.F., 1983, K-Ar Chronology of Mesozoic-Cenozoic Continental Magmatic Arcs and Related Mineralization in Chihuahua: in *Geology and Mineral Resources of North-Central Chihuahua, Mexico*, Guidebook for the 1983 Field Conference, Clark K.F. and Goodell, P.C., editors, El Paso Geol. Soc., p. 303-316.
- Sivils, D.J., 1992, Thrust faulting in Sierra de Palomas: The surface expression of a Laramide Wrench Fault in Northern Chihuahua: in *Energy Resources of the Chihuahua Desert Region*, Goodell, Garcia-G and Reyes-C, editors, University of Texas at El Paso and El Paso Geological Society, pp. 151-170
- Sivils, D.J., 1987, Stratigraphy and structure of Sierra de Palomas, Chihuahua, Mexico: Excursión Geológica, Paleozoico de Chihuahua, Univ. Autón. Chihuahua y Soc. Geol. Mexicana, *Gaceta Geológica*, v. 1, n. 1, p. 176-202.
- Sivils, D.J. and J.D. Phillips, 1986, Geology of Sierra de Palomas, Chihuahua, Mexico: in *Geology of Southcentral New Mexico*, El Paso Geological Society Field Trip, p. 60-66.
- Smith, R. L., 1960. Zones and zonal variations in welded ash flows; Shorter contributions to General Geology: Geological Survey, Professional Paper 354-F, 140-159.
- Smith, R.L., 1979, Ash-flow magmatism: *Geol. Soc. America, Spec. Paper* 180, p. 5-27.
- Stege, B., Pingitore, N.E., Goodell, P.C. and LeMone, D.V., 1981, Limestone Bedrock as a Barrier to Uranium Migration, Sierra Peña Blanca, Chihuahua, Mexico: in *Uranium in Volcanic and Volcaniclastic Rocks*, Goodell, P.C. and Waters, A.C. editors, AAPG Studies in Geology no.13, p. 265-274.
- Stewart, J. H., Blodgett, R. B., Boucot, A. J., Carter, J. L. & Lopez, R., 1999. Exotic Paleozoic strata of Gondwana provenance near Ciudad Victoria, Tamaulipas, Mexico. *Geological Society of America Sp. Paper*, v. 336, p. 227-252.
- Stewart, J.H., 1998, Regional characteristics, tilt domains, and extensional history of the Late Cenozoic Basin and Range Province, Western North America: *Geological Society of America, Sp. Paper*, v. 323, pp. 47-74.
- Stimac, J.A. and Wark, D.A., 1983, Geology of the Cusihuiriachic; Buenos Aires Area, Chihuahua, Mexico: in *Geology and Mineral Resources of North-Central Chihuahua*, Guide-book for the 1983 Field Conference, Clark, K.F. and Goodell, P.C., editors, El Paso Geol. Society, p. 205- 212.
- Stimac, J.A., 1983, The volcanic rocks and ore deposits of the Cusihuiriachic-Cuauhternoc Area, Chihuahua, Mexico (M.A. thesis): Austin, University of Texas at Austin, 178 p.
- Stone, J.G., 1959, Ore genesis in the Naica District, Chihuahua, Mexico: *Economic Geology*, Vol. 54, pp. 1002-1034
- Streckeisen, A.L., 1979, The classification of volcanic igneous rocks: *Geology*, 7.

- Talley, D. J., 1997, Characterization of a San Andres Carbonate Reservoir using four dimensional, multicomponent attribute analysis: Master thesis of Science (Geophysics), Colorado School of Mines.
- Tarango-Ontiveros, G., 1993, III Excursión Geológica al Mesozoico de Chihuahua: Soc. Geol. Mexicana (Delegación Chihuahua), Libreto Guía, 115 p.
- Tauxe, L., 1999, Paleomagnetism: Online
- Torres-Espinoza, J.A., Salinas-Hinojosa, C.R. y López-Flores, A., 1987, Estratigrafía preliminar del Paleozoico en las áreas de La Vinata y Sierra Azcárate, Noroeste de Chihuahua, México: Excursión Geológica, Paleozoico de Chihuahua, Univ. Autón. Chihuahua y Soc. Geol. Mexicana, Gaceta Geológica, v. 1, n. 1, p. 203-217.
- Udden, J.A., Baker, C.L. and Bose, Emil, 1916, Review of the geology of Texas: The University of Texas, Bulletin 44, 164 p.
- Urrutia-Fucugauchi, J., 1981. Paleomagnetic evidence for tectonic rotation of northern Mexico and the continuity of the Cordilleran orogenic belt between Nevada and Mexico. *Geology*, 9, 179-183.
- Urrutia Fucugauchi, J., 1984. On the tectonic evolution of Mexico: Paleomagnetic constraints. In: Plate Reconstruction from Paleozoic Paleomagnetism, AGU Geodynamic Series, v. 12, p. 27-39.
- Urrutia Fucugauchi, J., Morán Zenteno, D. J. & Cabral Cano, E., 1987. Paleomagnetism and tectonics of Mexico: *Geofísica Internacional*, v. 26, p. 429-458.
- Vaughan, T.W., 1900, Reconnaissance in the Rio Grande coal fields of Texas: U.S. Geol. Survey Bull. 164, pp. 1-88.
- Vázquez-González, M.I., y Franco-Rubio, M., 1993, Geología Preliminar de la Sierra de Magistral, Municipio de General Trías, Chihuahua, México: in III Excursión Geológica al Mesozoico de Chihuahua, Soc. Geol. Mexicana, Libreto-Guía, pp. 42-51.
- Vivar, G., 1925, Informe preliminar sobre el estudio geológico petrolero de la región de Ojinaga, Estado de Chihuahua: D. Exploraciones y Estudios Geológicos, Folletos de Divulgación, núm. 16, p. 3-12.
- Wallace, R. E., 1991, The San Andreas Fault System, California: U. S. Geological Survey, Professional Paper, 1515 (Online).
- Wark, D.A., 1983, Geology of the volcanic terrane near Buenos Aires, Chihuahua, Mexico (M.A. thesis) : Austin, University of Texas at Austin, 156 p.
- Wilson, J.L., 1992, Tectonics and facies in the Late Paleozoic of the Pedregosa Basin and surrounding areas in Chihuahua: in Energy Resources of the Chihuahua Desert Region, Goodell, Garcia-G and Reyes-C, editors, University of Texas at El Paso and El Paso Geological Society, pp. 41-43.
- Winters, M. D., 1967, A paleomagnetic study of early Tertiary basalts in west Texas (M:S: thesis), Houston, Texas, Rice University, 80 p.
- Wolleben, J.A., 1965, Nomenclatura litoestratigráfica de las unidades del Cretácico Superior en el oeste de Texas y el noreste de Chihuahua: Sociedad Geológica Mexicana, Bol. V. 28, no. 2, p. 65-74
- Wolleben, J.A., 1966, Biostratigraphy of the Ojinaga and San Carlos Formations of West Texas and Northeastern Chihuahua: a Dissertation Ph D, The University of Texas at Austin, 63 p.
- Ye, H., L. Royden, C. Burchfiel, and M. Schuepbach, 1996. Late Paleozoic deformation of interior North America: The greater Ancestral Rocky Mountains, AAPG Bulletin, v. 80, no. 9, p. 1397-1432.

Zeller, R.A., 1965, Stratigraphy of the Big Hatchet Mountains area, New Mexico: New Mexico Bur. Mines and Mineral Resources, Memoir 16, 128 p.

Zijderveld, J.D.A., 1967, A. c. demagnetization of rocks: in D.W. Collinson, K.M. Creer, and S.K. Runcorn editors, *Methods in palaeomagnetism*, Elsevier, Amsterdam, p. 254-286.

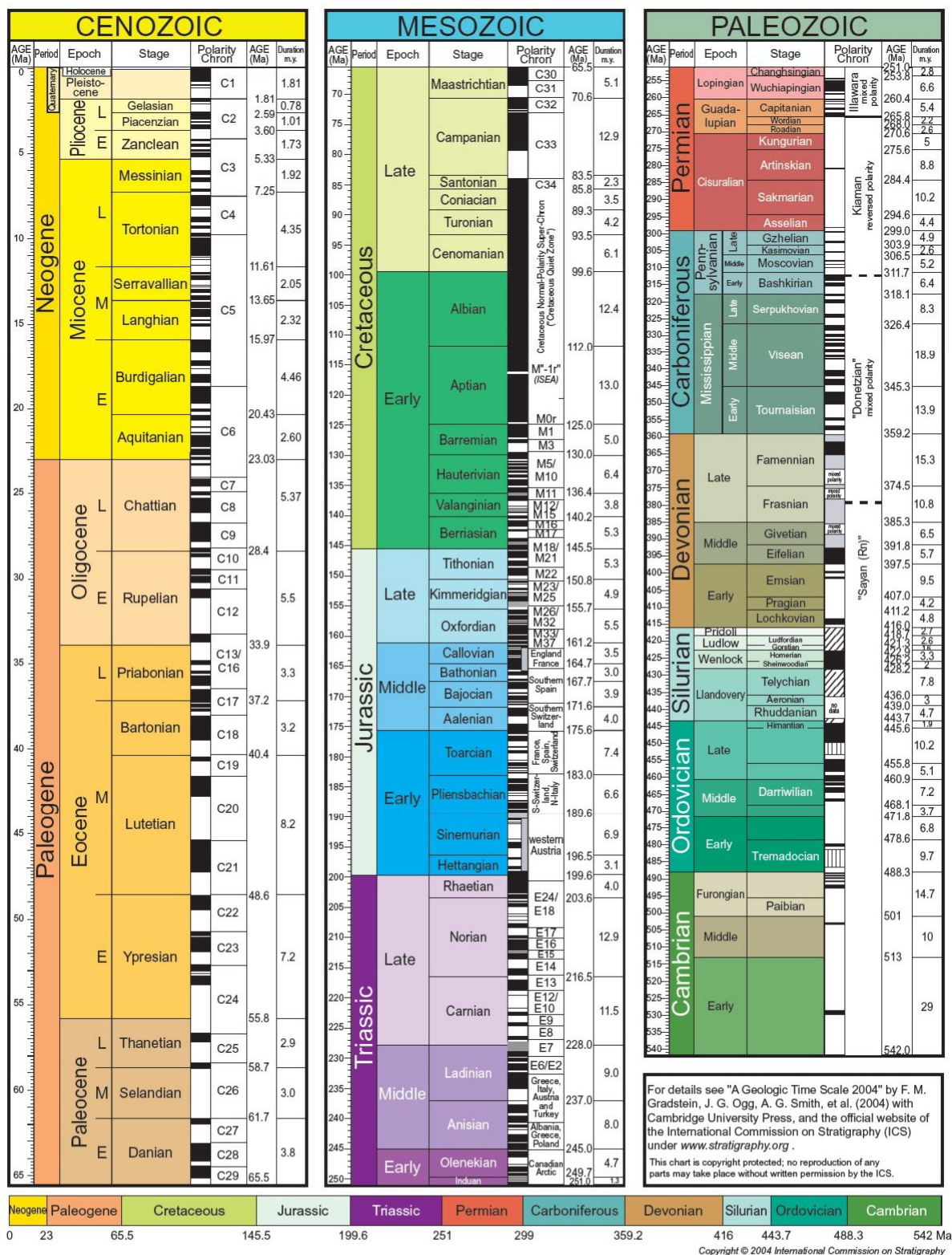
APÉNDICE A

ESCALA DE TIEMPO GEOLÓGICA

2004

GEOLOGIC TIME SCALE

PHANEROZOIC



UNIVERSITY OF ILLINOIS PRESS

Epoch	System	Period	Epoch	Stage	Age Ma	Notes
Paleozoic	Silurian	Devonian	Upper	Famennian	358.2 ±2.5	🔑
			Frasian	374.5 ±2.8	🔑	
			Givetian	386.3 ±2.8	🔑	
			Eifelian	391.8 ±2.7	🔑	
			Emasian	397.6 ±2.7	🔑	
		Lower	Pragian	407.6 ±2.8	🔑	
			Lochkovian	411.3 ±2.8	🔑	
		Prinoid		Lochkovian	418.0 ±2.8	🔑
				Lufanian	418.0 ±2.7	🔑
				Ludlow	421.3 ±2.6	🔑
Paleozoic	Silurian	Devonian	Upper	Famennian	358.2 ±2.5	🔑
			Frasian	374.5 ±2.8	🔑	
			Givetian	386.3 ±2.8	🔑	
			Eifelian	391.8 ±2.7	🔑	
			Emasian	397.6 ±2.7	🔑	
		Lower	Pragian	407.6 ±2.8	🔑	
			Lochkovian	411.3 ±2.8	🔑	
		Prinoid		Lochkovian	418.0 ±2.8	🔑
				Lufanian	418.0 ±2.7	🔑
				Ludlow	421.3 ±2.6	🔑
Paleozoic	Silurian	Devonian	Upper	Famennian	358.2 ±2.5	🔑
			Frasian	374.5 ±2.8	🔑	
			Givetian	386.3 ±2.8	🔑	
			Eifelian	391.8 ±2.7	🔑	
			Emasian	397.6 ±2.7	🔑	
		Lower	Pragian	407.6 ±2.8	🔑	
			Lochkovian	411.3 ±2.8	🔑	
		Prinoid		Lochkovian	418.0 ±2.8	🔑
				Lufanian	418.0 ±2.7	🔑
				Ludlow	421.3 ±2.6	🔑
Paleozoic	Silurian	Devonian	Upper	Famennian	358.2 ±2.5	🔑
			Frasian	374.5 ±2.8	🔑	
			Givetian	386.3 ±2.8	🔑	
			Eifelian	391.8 ±2.7	🔑	
			Emasian	397.6 ±2.7	🔑	
		Lower	Pragian	407.6 ±2.8	🔑	
			Lochkovian	411.3 ±2.8	🔑	
		Prinoid		Lochkovian	418.0 ±2.8	🔑
				Lufanian	418.0 ±2.7	🔑
				Ludlow	421.3 ±2.6	🔑
Paleozoic	Silurian	Devonian	Upper	Famennian	358.2 ±2.5	🔑
			Frasian	374.5 ±2.8	🔑	
			Givetian	386.3 ±2.8	🔑	
			Eifelian	391.8 ±2.7	🔑	
			Emasian	397.6 ±2.7	🔑	
		Lower	Pragian	407.6 ±2.8	🔑	
			Lochkovian	411.3 ±2.8	🔑	
		Prinoid		Lochkovian	418.0 ±2.8	🔑
				Lufanian	418.0 ±2.7	🔑
				Ludlow	421.3 ±2.6	🔑
Paleozoic	Silurian	Devonian	Upper	Famennian	358.2 ±2.5	🔑
			Frasian	374.5 ±2.8	🔑	
			Givetian	386.3 ±2.8	🔑	
			Eifelian	391.8 ±2.7	🔑	
			Emasian	397.6 ±2.7	🔑	
		Lower	Pragian	407.6 ±2.8	🔑	
			Lochkovian	411.3 ±2.8	🔑	
		Prinoid		Lochkovian	418.0 ±2.8	🔑
				Lufanian	418.0 ±2.7	🔑
				Ludlow	421.3 ±2.6	🔑
Paleozoic	Silurian	Devonian	Upper	Famennian	358.2 ±2.5	🔑
			Frasian	374.5 ±2.8	🔑	
			Givetian	386.3 ±2.8	🔑	
			Eifelian	391.8 ±2.7	🔑	
			Emasian	397.6 ±2.7	🔑	
		Lower	Pragian	407.6 ±2.8	🔑	
			Lochkovian	411.3 ±2.8	🔑	
		Prinoid		Lochkovian	418.0 ±2.8	🔑
				Lufanian	418.0 ±2.7	🔑
				Ludlow	421.3 ±2.6	🔑
Paleozoic	Silurian	Devonian	Upper	Famennian	358.2 ±2.5	🔑
			Frasian	374.5 ±2.8	🔑	
			Givetian	386.3 ±2.8	🔑	
			Eifelian	391.8 ±2.7	🔑	
			Emasian	397.6 ±2.7	🔑	
		Lower	Pragian	407.6 ±2.8	🔑	
			Lochkovian	411.3 ±2.8	🔑	
		Prinoid		Lochkovian	418.0 ±2.8	🔑
				Lufanian	418.0 ±2.7	🔑
				Ludlow	421.3 ±2.6	🔑
Paleozoic	Silurian	Devonian	Upper	Famennian	358.2 ±2.5	🔑
			Frasian	374.5 ±2.8	🔑	
			Givetian	386.3 ±2.8	🔑	
			Eifelian	391.8 ±2.7	🔑	
			Emasian	397.6 ±2.7	🔑	
		Lower	Pragian	407.6 ±2.8	🔑	
			Lochkovian	411.3 ±2.8	🔑	
		Prinoid		Lochkovian	418.0 ±2.8	🔑
				Lufanian	418.0 ±2.7	🔑
				Ludlow	421.3 ±2.6	🔑
Paleozoic	Silurian	Devonian	Upper	Famennian	358.2 ±2.5	🔑
			Frasian	374.5 ±2.8	🔑	
			Givetian	386.3 ±2.8	🔑	
			Eifelian	391.8 ±2.7	🔑	
			Emasian	397.6 ±2.7	🔑	
		Lower	Pragian	407.6 ±2.8	🔑	
			Lochkovian	411.3 ±2.8	🔑	
		Prinoid		Lochkovian	418.0 ±2.8	🔑
				Lufanian	418.0 ±2.7	🔑
				Ludlow	421.3 ±2.6	🔑
Paleozoic	Silurian	Devonian	Upper	Famennian	358.2 ±2.5	🔑
			Frasian	374.5 ±2.8	🔑	
			Givetian	386.3 ±2.8	🔑	
			Eifelian	391.8 ±2.7	🔑	
			Emasian	397.6 ±2.7	🔑	
		Lower	Pragian	407.6 ±2.8	🔑	
			Lochkovian	411.3 ±2.8	🔑	
		Prinoid		Lochkovian	418.0 ±2.8	🔑
				Lufanian	418.0 ±2.7	🔑
				Ludlow	421.3 ±2.6	🔑
Paleozoic	Silurian	Devonian	Upper	Famennian	358.2 ±2.5	🔑
			Frasian	374.5 ±2.8	🔑	
			Givetian	386.3 ±2.8	🔑	
			Eifelian	391.8 ±2.7	🔑	
			Emasian	397.6 ±2.7	🔑	
		Lower	Pragian	407.6 ±2.8	🔑	
			Lochkovian	411.3 ±2.8	🔑	
		Prinoid		Lochkovian	418.0 ±2.8	🔑
				Lufanian	418.0 ±2.7	🔑
				Ludlow	421.3 ±2.6	🔑
Paleozoic	Silurian	Devonian	Upper	Famennian	358.2 ±2.5	🔑
			Frasian	374.5 ±2.8	🔑	
			Givetian	386.3 ±2.8	🔑	
			Eifelian	391.8 ±2.7	🔑	
			Emasian	397.6 ±2.7	🔑	
		Lower	Pragian	407.6 ±2.8	🔑	
			Lochkovian	411.3 ±2.8	🔑	
		Prinoid		Lochkovian	418.0 ±2.8	🔑
				Lufanian	418.0 ±2.7	🔑
				Ludlow	421.3 ±2.6	🔑
Paleozoic	Silurian	Devonian	Upper	Famennian	358.2 ±2.5	🔑
			Frasian	374.5 ±2.8	🔑	
			Givetian	386.3 ±2.8	🔑	
			Eifelian	391.8 ±2.7	🔑	
			Emasian	397.6 ±2.7	🔑	
		Lower	Pragian	407.6 ±2.8	🔑	
			Lochkovian	411.3 ±2.8	🔑	
		Prinoid		Lochkovian	418.0 ±2.8	🔑
				Lufanian	418.0 ±2.7	🔑
				Ludlow	421.3 ±2.6	🔑
Paleozoic	Silurian	Devonian	Upper	Famennian	358.2 ±2.5	🔑
			Frasian	374.5 ±2.8	🔑	
			Givetian	386.3 ±2.8	🔑	
			Eifelian	391.8 ±2.7	🔑	
			Emasian	397.6 ±2.7	🔑	
		Lower	Pragian	407.6 ±2.8	🔑	
			Lochkovian	411.3 ±2.8	🔑	
		Prinoid		Lochkovian	418.0 ±2.8	🔑
				Lufanian	418.0 ±2.7	🔑
				Ludlow	421.3 ±2.6	🔑
Paleozoic	Silurian	Devonian	Upper	Famennian	358.2 ±2.5	🔑
			Frasian	374.5 ±2.8	🔑	
			Givetian	386.3 ±2.8	🔑	
			Eifelian	391.8 ±2.7	🔑	
			Emasian	397.6 ±2.7	🔑	
		Lower	Pragian	407.6 ±2.8	🔑	
			Lochkovian	411.3 ±2.8	🔑	
		Prinoid		Lochkovian	418.0 ±2.8	🔑
				Lufanian	418.0 ±2.7	🔑
				Ludlow	421.3 ±2.6	🔑
Paleozoic	Silurian	Devonian	Upper	Famennian	358.2 ±2.5	🔑
			Frasian	374.5 ±2.8	🔑	
			Givetian	386.3 ±2.8	🔑	
			Eifelian	391.8 ±2.7	🔑	
			Emasian	397.6 ±2.7	🔑	
		Lower	Pragian	407.6 ±2.8	🔑	
			Lochkovian	411.3 ±2.8	🔑	
		Prinoid		Lochkovian	418.0 ±2.8	🔑
				Lufanian	418.0 ±2.7	🔑
				Ludlow	421.3 ±2.6	🔑
Paleozoic	Silurian	Devonian	Upper	Famennian	358.2 ±2.5	🔑
			Frasian	374.5 ±2.8	🔑	
			Givetian	386.3 ±2.8	🔑	
			Eifelian	391.8 ±2.7	🔑	
			Emasian	397.6 ±2.7	🔑	
		Lower	Pragian	407.6 ±2.8	🔑	
			Lochkovian	411.3 ±2.8	🔑	
		Prinoid		Lochkovian	418.0 ±2.8	🔑
				Lufanian	418.0 ±2.7	🔑
				Ludlow	421.3 ±2.6	🔑
Paleozoic	Silurian	Devonian	Upper	Famennian	358.2 ±2.5	🔑
			Frasian	374.5 ±2.8	🔑	
			Givetian	386.3 ±2.8	🔑	
			Eifelian	391.8 ±2.7	🔑	
			Emasian	397.6 ±2.7	🔑	
		Lower	Pragian	407.6 ±2.8	🔑	
			Lochkovian	411.3 ±2.8	🔑	
		Prinoid		Lochkovian	418.0 ±2.8	🔑
				Lufanian	418.0 ±2.7	🔑
				Ludlow	421.3 ±2.6	🔑
Paleozoic	Silurian	Devonian	Upper	Famennian	358.2 ±2.5	🔑
			Frasian	374.5 ±2.8	🔑	
			Givetian	386.3 ±2.8	🔑	
			Eifelian	391.8 ±2.7	🔑	
			Emasian	397.6 ±2.7	🔑	
		Lower	Pragian	407.6 ±2.8	🔑	
			Lochkovian	411.3 ±2.8	🔑	
		Prinoid		Lochkovian	418.0 ±2.8	🔑
				Lufanian	418.0 ±2.7	🔑
				Ludlow	421.3 ±2.6	🔑
Paleozoic	Silurian	Devonian	Upper	Famennian	358.2 ±2.5	🔑
			Frasian	374.5 ±2.8	🔑	
			Givetian	386.3 ±2.8	🔑	
			Eifelian	391.8 ±2.7	🔑	
			Emasian	397.6 ±2.7	🔑	
		Lower	Pragian	407.6 ±2.8	🔑	
			Lochkovian	411.3 ±2.8	🔑	
		Prinoid		Lochkovian	418.0 ±2.8	🔑
				Lufanian	418.0 ±2.7	🔑
				Ludlow	421.3 ±2.6	🔑
Paleozoic	Silurian	Devonian	Upper	Famennian	358.2 ±2.5	🔑
			Frasian	374.5 ±2.8	🔑	
			Givetian	386.3 ±2.8	🔑	
			Eifelian	391.8 ±2.7	🔑	
			Emasian	397.6 ±2.7	🔑	
		Lower	Pragian	407.6 ±2.8	🔑	
			Lochkovian	411.3 ±2.8	🔑	
		Prinoid		Lochkovian	418.0 ±2.8	🔑
				Lufanian	418.0 ±2.7	🔑
				Ludlow	421.3 ±2.6	🔑
Paleozoic	Silurian	Devonian	Upper	Famennian	358.2 ±2.5	🔑
			Frasian	374.5 ±2.8	🔑	
			Givetian	386.3 ±2.8	🔑	
			Eifelian	391.8 ±2.7	🔑	
			Emasian	397.6 ±2.7	🔑	
		Lower	Pragian	407.6 ±2.8	🔑	
			Lochkovian	411.3 ±2.8	🔑	
		Prinoid		Lochkovian	418.0 ±2.8	🔑
				Lufanian	418.0 ±2.7	🔑
				Ludlow	421.3 ±2.6	🔑
Paleozoic	Silurian	Devonian	Upper	Famennian	358.2 ±2.5	🔑
			Frasian	374.5 ±2.8	🔑	
			Givetian	386.3 ±2.8	🔑	
			Eifelian	391.8 ±2.7	🔑	
			Emasian	397.6 ±2.7	🔑	
		Lower	Pragian	407.6 ±2.8	🔑	
			Lochkovian	411.3 ±2.8	🔑	
		Prinoid		Lochkovian	418.0 ±2.8	🔑
				Lufanian	418.0 ±2.7	🔑
				Ludlow	421.3 ±2.6	🔑
Paleozoic	Silurian	Devonian	Upper	Famennian	358.2 ±2.5	🔑
			Frasian	374.5 ±2.8	🔑	
			Givetian	386.3 ±2.8	🔑	
			Eifelian	391.8 ±2.7	🔑	
			Emasian	397.6 ±2.7	🔑	
		Lower	Pragian	407.6 ±2.8	🔑	
			Lochkovian	411.3 ±2.8	🔑	
		Prinoid		Lochkovian	418.0 ±2.8	🔑
				Lufanian	418.0 ±2.7	🔑
				Ludlow	421.3 ±2.6	🔑
Paleozoic	Silurian	Devonian	Upper	Famennian	358.2 ±2.5	🔑
			Frasian	374.5 ±2.8	🔑	
			Givetian	386.3 ±2.8	🔑	
			Eifelian	391.8 ±2.7	🔑	
			Emasian	397.6 ±2.7	🔑	
		Lower	Pragian	407.6 ±2.8	🔑	
			Lochkovian	411.3 ±2.8	🔑	
		Prinoid		Lochkovian	418.0 ±2.8	🔑
				Lufanian	418.0 ±2.7	🔑
				Ludlow	421.3 ±2.6	🔑
Paleozoic	Silurian	Devonian	Upper	Famennian	358.2 ±2.5	🔑
			Frasian	374.5 ±2.8	🔑	
			Givetian	386.3 ±2.8	🔑	
			Eifelian	391.8 ±2.7	🔑	
			Emasian	397.6 ±2.7	🔑	
		Lower	Pragian	407.6 ±2.8	🔑	
			Lochkovian	411.3 ±2.8	🔑	
		Prinoid		Lochkovian	418.0 ±2.8	🔑
				Lufanian	418.0 ±2.7	🔑
				Ludlow	421.3 ±2.6	🔑
Paleozoic	Silurian	Devonian	Upper	Famennian	358.2 ±2.5	🔑
			Frasian	374.5 ±2.8	🔑	
			Givetian	386.3 ±2.8	🔑	
			Eifelian	391.8 ±2.7	🔑	
			Emasian	397.6 ±2.7	🔑	
		Lower	Pragian	407.6 ±2.8	🔑	
			Lochkovian	411.3 ±2.8	🔑	
		Prinoid		Lochkovian	418.0 ±2.8	🔑
				Lufanian	418.0 ±2.7	🔑
				Ludlow	421.3 ±2.6	🔑
Paleozoic	Silurian	Devonian	Upper	Famennian	358.2 ±2.5	🔑
			Frasian	374.5 ±2.8	🔑	
			Givetian	386.3 ±2.8	🔑	
			Eifelian	391.8 ±2.7	🔑	
			Emasian	397.6 ±2.7	🔑	
		Lower	Pragian	407.6 ±2.8	🔑	
			Lochkovian	411.3 ±2.8	🔑	
		Prinoid		Lochkovian	418.0 ±2.8	🔑
				Lufanian	418.0 ±2.7	🔑
				Ludlow	421.3 ±2.6	🔑
Paleozoic	Silurian	Devonian	Upper	Famennian	358.2 ±2.5	🔑
			Frasian	374.5 ±2.8	🔑	
			Givetian	386.3 ±2.8	🔑	
			Eifelian	391.8 ±2.7	🔑	
			Emasian	397.6 ±2.7	🔑	
		Lower	Pragian	407.6 ±2.8	🔑	
			Lochkovian	411.3 ±2.8	🔑	
		Prinoid		Lochkovian	418.0 ±2.8	🔑
				Lufanian	418.0 ±2.7	🔑
				Ludlow	421.3 ±2.6	🔑
Paleozoic	Silurian	Devonian	Upper	Famennian	358.2 ±2.5	🔑
			Frasian	374.5 ±2.8	🔑	
			Givetian	386.3 ±2.8	🔑	
			Eifelian	391.8		

This chart was drafted by Gabi Ogg. Intra Cambrian unit ages with * are informal, and awaiting ratified definitions.
Copyright © 2007 International Cambrian Working Group

Colors are according to the Commission for the Geological Map of the World (www.cgmw.org).
The listed numerical ages are from 'A Geologic Time Scale 2004', by F.M. Gradstein, J.G. Ogg, L. Smith, et al. (2004; Cambridge University Press).

APÉNDICE B

**DESCRIPCIÓN RESUMIDA DE LOS POZOS PERFORADOS
POR PETRÓLEOS MEXICANOS**

Tabla del apéndice B.- Descripción resumida de los pozos perforados por PEMEX en Chihuahua (López-Ramos, 1979)

RELACIÓN DE POZOS PERFORADOS POR PETRÓLEOS MEXICANOS EN CHIHUAHUA					
NOMBRE	COORDENADAS	OBJETIVO	COLUMNA GEOLÓGICA CIMAS BKB		PROFUNDIDAD P.T.
Cuchillo Parado - 1	Longitud: 104° 53' 42" Latitud: 29° 28' 27" UTM X: 510 200.00 m UTM Y: 3 260 325.00 m	Explorar los sedimentos que subyacen a las evaporitas	Principalmente evaporitas, con lutitas oscuras intercaladas de edad indeterminada		2585.3 m K I (?)
Cuchillo Parado - 2	Longitud: 104° 57' 22" Latitud: 29° 32' 38" UTM X: 504 210.00 m UTM Y: 3 268 060.00 m	Explorar los sedimentos que subyacen a las evaporitas	Alternancia de lutitas arenosas, evaporitas y calizas de edad indeterminada (Aflora Navarrete)		2595.67 m Js (?)
Chapo - 1	Longitud: 104° 24' 10" Latitud: 29° 17' 52" UTM X: 558 060.00 m UTM Y: 3 240 990.00 m	Facies arrecifal de la Fm. Edwards (Finlay), calizas fosilíferas de las Fms. Walnut y Glen Rose (Benigno). Horizontes arenosos de las Fms. Cuchillo y Vigas, y sedimentos del Jurásico, si se atraviesan.	Eagle Ford (Ojinaga) aflora; Washita - 25 m; Kiamichi - 500 m; Edwards (Finlay) - 660 m;	Walnut - 815 m; Glen Rose (Benigno) - 1942 m Posiblemente cortó Cuchillo (?)	3199.28 m K I (?)
Chapo - 2	Longitud: 104° 41' 01" Latitud: 29° 35' 59" UTM X: 530 628.50 m UTM Y: 3 274 312.40 m	Desarrollos litológicos propicios en las Fms. Edwards y Glen Rose; acuañamiento de la Fm. Las Vigas y J. Superior ó equivalente y la investigación de los sedimentos del Pz. Tardío.	Buda - aflora; Del Río - 35 m; Loma de Plata - 50 m; Benevides - 495 m; Finlay - 625 m; Walnut - 880 m; Benigno - 960 m; Falla inversa - 1500 m;	Del Río - 1500 m; Loma de Plata, Benevides, Finlay y Walnut - 1550 m; Benigno - 2160 m; Cuchillo - 3525 m; Vigas - ? m; Paleozoico (?) - 3874 m.	3889.80 m Pz (?)
Villa Ahumada - 1	Longitud: 105° 50' 42" Latitud: 30° 30' 41" UTM X: 323 025.00 m UTM Y: 3 376 750.00 m	Comprobar existencia elemento Paleozoico - Jurásico	Coyame aflora; Cuchillo - 1575 m; La Vigas - Navarrete - 1774 m;	La Casita - 2403 m; Leonardiano - 3085 m; Wolfcamp - Leonardiano - 3335 m; P. T. - 5000 m.	5000.00 m Pz
Samalayuca - 1 y 1A	Longitud: 106° 32' 09" Latitud: 31° 19' 33" UTM X: 353 925.00 m UTM Y: 3 466 525.00 m	Conocer edad de los sedimentos aflorantes en la sierra. Ayudar a reconstruir paleogeografía.	Formación Samalayuca - Aflora Pre-Jurásico Tardío en facies de cuenca Falla inversa intraformacional a ±850 m		300.00 m 1372.50 m Pz (?)
Juárez - 1 y 1A	Longitud: 106° 35' 49" Latitud: 31° 42' 52" UTM X: 348 670.00 m UTM Y: 3 509 730.00 m	Borde sur de la plataforma Paleozoica que debe separar a las cuencas de Oro Grande y Pedregosa, y aportar al origen y distribución de las rocas encontradas en los pozos Samalayuca.	1 y 1A Bolsón - aflora; Cuchillo - 86 m; Falla inversa: Mojado - 293 m		551.50 m 62.0 m Js
Hueso - 1	Longitud: 105° 17' 23" Latitud: 30° 08' 12" UTM X: 471 820.00 m UTM Y: 3 333 780.00 m	Investigar las características estructurales y estratigráficas de las formaciones mesozoicas y paleozoicas	Las Vigas - aflora Navarrete - 894 m; La Casita - 3819 m;	Riolita porfídica - 4617.0 m (110 ±10 ma) (En el intervalo 4625 - 4918 m cortó por lo menos 15 diquestratos).	4918.00 m roca ígnea Js
Chinos - 1	Longitud: 107° 44' 07" Latitud: 31° 25' 06" UTM X: 239 969.90 m UTM Y: 3 479 035.70 m	Evaluar las posibilidades petroleras de los sedimentos paleozoicos, principalmente por lo que respecta al Pérmico Inferior, Pensilvánico, Devónico y Ordovícico. Confirmar paleogeografías postuladas.	Concha - aflora; Scherrer - 82 m; Epitaph - 86 m; Colina - 396 m; Earp - 842 m; Horquilla - 1034 m; Paradise - 1925 m; Hachita - 2134 m;	Keating - 2342 m; Percha - 2671 m; Canutillo - 2853 m; Montoya - 3425 m; Cable Canyon - 3820 m; El Paso - 4150 m; Bliss - 4349 m; Precámbrico - 4381 m (1327 ±242 ma)	4411.40 m Pe gneiss granito
Banco de Lucero - 1	Longitud: 106° 33' 14" Latitud: 30° 48' 12" UTM X: 351 350.00 m UTM Y: 3 408 675.00 m	Investigar la estratigrafía de las formaciones del Cretácico, Jurásico y Paleozoico, buscando el posible borde de la plataforma Paleozoica y W de la cuenca Jurásica	Bolsón - aflora; Cuchillo - 2010 m (Incluye a la zona de Colomiella)	Vigas-Navarrete - 3563.0 m La Casita (?) - 4675.0 m	5000.00 m Js (?)
Moyotes - 1	Longitud: 106° 56' 47" Latitud: 31° 34' 04" UTM X: 315 350.00 m UTM Y: 3 493 950.00 m	Evaluar las posibilidades económicas de las rocas del Paleozoico (Pérmico - Pensilvánico), así como establecer la paleogeografía para estos tiempos.	Bolsón - aflora; Cuchillo - 685 m; Las Vigas - 2015 m; Navarrete - 2365 m; La Casita - 2595 m;	Yeso - 3395 m; Hueco - 3740 m; Abo - 4754 m; Precámbrico - 4810 m, 890 ±32 ma.	4943.00 m Pe gneiss granito
Presidio - 1	Longitud: 106° 26' 38" Latitud: 31° 21' 47" UTM X: 362 660.00 m UTM Y: 3 470 550.00 m	Evaluar las posibilidades petroleras dentro de rocas jurásicas, tratar de establecer la posición estratigráfica de la Formación Samalayuca y la potencialidad de las rocas paleozoicas.	Bolsón - aflora; Navarrete - 70 m; Casita - 860 m; 2909 m presenta crinoides similares a los del	Pozo Villa Ahumada - 1, por lo que A. E. Kauffman le asigna edad pre Jurásica (Posible Wolfcamp o Pensilvánico - Pérmico indiferenciado.	5000.00 m Pz (?)
Espla - 1	Longitud: 107° 60' 35" Latitud: 31° 22' 57" UTM X: 216 927.00 m UTM Y: 3 475 665.00 m	Investigar las posibilidades petrolíferas de las rocas paleozoicas y mesozoicas. Definir los elementos paleogeográficos del subsuelo, estableciendo los límites entre la Cuenca de Pedregosa y la Plataforma de la Florida.	Bolsón - aflora: (roca volcánica de 200 - 1800 m); Bar - 1950 m;	Hell to Finish - 4672 m; Concha - 5068 m; Scherrer - 5405 m; Epitaph - 5425 m	5659.00 m Pz

Tabla 2.- (Continuación)

RELACIÓN DE POZOS PERFORADOS POR PETRÓLEOS MEXICANOS EN CHIHUAHUA						
NOMBRE	COORDENADAS	OBJETIVO	COLUMNA GEOLÓGICA CIMAS BKB		PROFUNDIDAD P.T.	OBSERVACIONES
Centauro - 1	Longitud: 108° 11' 01" Latitud: 31° 11' 30" UTM X: 768 425.00 m UTM Y: 3 454 075.00 m	Evaluar las posibilidades de las rocas del Paleozoico (Pérmico-Pensilvánico), que en facies de borde de plataforma deben encontrarse al SW de la plataforma de la Florida.	Bolsón - aflora; Concha - 460 m; Scherrer - 693 m; Epitaph - 716 m; Colina - 1370 m; Earp - 1740 m;	Horquilla - 2773 m; Paradise - 4187 m; Gpo. Escabrosa - 4580 m; Percha - 4707 m; Gpo. Montoya - 4831 m	5150.00 m Pz	Cumplió con su objetivo
Ceballos - 1	Longit: 104° 05' 28.095" Latitud: 26° 24' 01.134" UTM X: 589 184.04 m UTM Y: 2 921 652.63 m	Evaluar las posibilidades petrolíferas del Mesozoico en el borde W de la Península de Coahuila. Investigar la presencia de Js - Pz. definir el comportamiento estratigráfico estructural del área.	Cci Aluvión - aflora; Ks Indidura - 435 m; Ki Aurora - 750 m; Ki Acatita - 961 m; Ks Indidura - 1381 m;	Ks Parras - 1460 m; Ks Indidura - 2364 m; Ki Aurora - 2409 m; Ki Acatita - 2540 m; Permo - Triásico - 5864 m	5930.00 m Igneo Triásico (?)	Quedó situado sobre la Península de Coahuila. El N-32 (5928 - 5930 m) dió 168 ±8 ma K/Ar (J medio). N-13 (2382 - 2386.5) aceite en fract.; N-23 (4140 - 4148 m) lecturas GL 250-4. Geoquímicamente, este pozo es muy atractivo. Este pozo debió haberse probado.
Durango - 1	Longitud: 104° 12' 16" Latitud: 26° 29' 38" UTM X: 579 285.68 m UTM Y: 2 930 629.26 m	Evaluar las posibilidades petrolíferas del Jurásico Superior, Cretácico Inferior y Cretácico Superior. Así como precisar el paso del Arrecife Albiano - Cenomaniano.	Bolsón - aflora; Ks San Carlos -1450 m; Ks Ojinaga - 2780 m; Ki Aurora - 3295 m; Ki Acatita - 3373 m;	Ks Ojinaga - 4332 m; Ki Aurora - 4377 m; Ki Acatita - 4540 m; P.T. - 6011 m	6011.00 m Ki	Geochem: Las rocas de este pozo están dentro de la ventana de aceite y el aceite analizado es maduro en rocas inmaduras (1691-1696). A lo largo de la perforación, presentó varias manifestaciones de gas y aceite. Temperatura de fondo a 6011 m = 210°C No fue probado satisfactoriamente.
Tarahumara - 1	Longitud: 103° 25' 40" Latitud: 27° 01' 40" UTM X: 656 075.00 m UTM Y: 2 990 350.00 m	Evaluar las posibilidades petrolíferas de los carbonatos y dolomías del albiano-Cenomaniano y Cretácico Superior de la Península de Coahuila.	Cci - Aflora; Ks Indidura - 2820 m; Ki Aurora(plat.) - 585 m; Ki Las Uvas - 1495 m;	Ki Eq. Cupido - 1612 m; Ki Clásticos Neocom. - 1680 m; Andesita Permo-Triásica - 2841 m.	2898.00 m Igneo Pz (?)	N - 2 (2858-2873) dió 272 ±22 ma (Pérmico). El cuerpo identificado como Las Uvas posiblemente esté dentro del Albiano. Cumplió con su objetivo
Chihuahua - 1	Longitud: 104° 33' 13" Latitud: 26° 33' 54" UTM X: 544 437.58 m UTM Y: 2 938 152.80 m	Evaluar las posibilidades petrolíferas de sedimentos del Jurásico Superior y Cretácico, precisar el paso del Arrecife Albiano - Cenomaniano.	Aluvión - aflora; Ks Parras - 35 m; Ki Aurora - 3095 m; Ki Acatita - 3252 m;	Ki Eq. Tam. Sup. - 3795 m; Ks Parras - 4068 m; Ki Aurora - 4289 m; Ki Acatita - 4465 m	4924.00 m Ki	No cumplió con su objetivo.
Ojinaga - 1	Longitud: 104° 23' 13" Latitud: 29° 21' 45" UTM X: 558 676.80 m UTM Y: 3 248 152.30 m	Evaluar posibilidades petrolíferas del Cretácico Inferior y Paleozoico en el borde SW de la Península del Diablo.	Ojinaga - aflora; Buda-Del Río - 978 m; Loma de Plata - 1008 m; Buda-Del Río - 1354 m; Loma de Plata - 1390 m; Benevides - 1703 m; Finlay - 1804 m; Chihuahua - 2112 m; Benigno - 2252 m;	Ki Coyame - 2456 m; Ki Cuchillo - 2632 m; Ki Las Vigas - 2988 m; Pz Percha - 3085 m; Pz Montoya - 3240 m; Pz El Paso - 3490 m; Pz Bliss - 3729 m; Precámbrico Basamento Pórf. de Tonalita - 3981 m	3997.50 m Pc	El basamento precámbrico tiene 977 ±78 ma (cuarzo monzonita). Se cortaron varios diquestratos. El Jurásico Superior está ausente. Cumplió con sus objetivos
Toronto - 1	Longitud: 105° 45' 27" Latitud: 27° 30' 51" UTM X: 427 760.00 m UTM Y: 3 041 850.00 m	Evaluar posibilidades petrolíferas del Cretácico Superior y del resto del Mesozoico, así como afirmar la paleogeografía para el Jurásico Superior.	Ks San Carlos - aflora; Ks Parras - 824 m; Ks Indidura - 1695 m; Ki Albiano - 1794 m;	Ki La Peña - 2870 m; Ki Cupido - 3063 m; Ki La Virgen - 3306 m; Arenisca de cuarzo - 4320 m. (Neocom o Js ?)	4654.00 m Ki o Js (?)	Se cortaron tres diquestratos. Las areniscas basales presentaron una edad de metamorfismo de 36 ±3 ma Oligoceno Temprano Cumplió con sus objetivos
Mapimí - 1	Longitud: 104° 11' 49" Latitud: 26° 24' 14" UTM X: 580 060.00 m UTM Y: 2 920 500.00 m	Encontrar yacimientos de hidrocarburos en rocas del Cretácico principalmente Superior.	Aluvión - aflora; Ahuichila - 306 m; San Carlos - 1910 m;	T Ks Parras - 2835 m; Ks Indidura - 3188 m; Ki Aurora - 3518 m.	3580.00 m Ki	No cumplió con sus objetivos. (Establecer producción de H.C.)
Maijoma - 1	Longitud: 104° 41' 11" Latitud: 29° 09' 13" UTM X: UTM Y:	Evaluar las posibilidades petrolíferas de las rocas del Paleozoico, Jurásico Superior y Cretácico Inferior.	K Benigno - aflora; K Coyame - 235 m; La Peña - 966 m; K Cupido - 1145 m; K La Virgen - 1161 m; K Las Vigas - 1382 m;	K Navarrete - 2238 m; K Las Vigas - 2670 m; K Navarrete - 3516 m; J La Casita - 4275 m; Pz Horquilla - 4435 m; Pz Misilipico - 4886 m.	5390.75 m Pz	No cumplió con sus objetivos.
Pulpito - 1	Longit: 105° 33' 34.842" Latitud: 29° 33' 52.972" UTM X: 445 784.79 m UTM Y: 3 270 506.15 m	Evaluar el potencial petrolífero de las rocas del Paleozoico, Jurásico Superior y del Cretácico Inferior.	Aluvión - aflora; K Ojinaga - 40 m; Buda - 145 m; K Ojinaga - 173 m; K Buda - 318 m; K Benevides - 397 m; K Finlay - 584 m;	K Chihuahua - 934 m; K Benigno - 1087 m; K Coyame - 1458 m; K La Peña - 1905 m; K Eq. Cupido - 2107 m; K La Virgen - 2500 m; K Las Vigas - 3000 m.	3972.00 m Ki	No cumplió con sus objetivos.
Pulpito - 1A	Longitud: Latitud: UTM X: 445 784.79 m UTM Y: 3 270 556.15 m	Evaluar el potencial petrolífero de las rocas del Paleozoico y Jurásico Superior	Aluvion - aflora; K Ojinaga - 40 m; Washita Ind. - 270 m; K Benevides - 397 m; Finlay - 578 m; K Chihuahua - 925 m; K Benigno - 1075 m; K Coyame - 1446 m; K La Peña - 1895 m;	K K Eq. Cupido - 2095 m; K La Virgen - 2485 m; K K Las Vigas - 2928 m; K Navarrete - 3965 m; Skarn - 4700 m; Granito (50 ma) - 4860 m P.T. - 4875 m.	4875.00 m	No cumplió con sus objetivos

Tabla 2.- (Continuación)

RELACIÓN DE POZOS PERFORADOS POR PETRÓLEOS MEXICANOS EN CHIHUAHUA						
NOMBRE	COORDENADAS	OBJETIVO	COLUMNA GEOLÓGICA CIMAS BKB		PROFUNDIDAD P.T.	OBSERVACIONES
Tlahualilo - 1	Longit: 103° 55' 27.684" Latitud: 26° 30' 25.876" UTM X: 607 187.17 m UTM Y: 2 932 137.75 m	Evaluar las posibilidades petrolíferas de las rocas cretácicas, en particular las del Albiano sobre la plataforma albiana de Coahuila	Aluvi6n - aflora; K Gpo Difunta - 2005 m; K Parras - 2790 m; Indidura - 2908 m; Baicuco - 2968 m;	K Aurora - 2981 m; K Acatita - 3110 m; K Las Uvas - 3921 m; K Trias Eq. Nazas - 4009 m Andesita Porf. - 4090 m	4150.00 m Triásico (?)	Cumplió con sus objetivos
Parral - 1	Longit: 105° 04' 12.003" Latitud: 26° 21' 39.1607" UTM X: 493 015.91 m UTM Y: 2 915 487.38 m	Evaluar la potencialidad petrolífera de las rocas cretácicas, jurásicas y otras que pudieron ser alcanzadas.	K Mezcalera - aflora; K Aurora - 2229 m; K La Peña - 3875 m; K Cupido - 3970 m; Eq La Virgen - 4011 m;	K Clast Neocom - 4849 m Afectados por emplazamiento de Pórfidos y efectos termalles.	5111.00 m Triásico (?)	N-4 (5007.0-5007.2 m) 61 ±5 ma edad del último evento termal. (5073.0-5076.0 m) 71 ±6 ma. Cumplió con su objetivo.
Apache - 1	Longit: 104° 44' 19.083" Latitud: 28° 53' 23.8256" UTM X: 525 484.48 m UTM Y: 3 195 645.89 m	Evaluar las posibilidades económico-petroleras de las formaciones cretácicas, jurásicas y paleozoicas.	Aluvi6n - aflora; K Buda - 238 m; Del Rio - 300 m; Loma de Plata - 322 m K Benevides - 708 m; Finlay - 980 m; Chihuahua - 1105 m; Benigno - 1220 m; Coyame - 1360 m;	K La Peña - 2040 m; K Cupido - 2300 m; K La Virgen - 2323 m; K Las Vigas - 2690 m; K Navarrete - 3392 m; K La Casita - 4067 m; K Plomosas - 5103 m; K Pastor - 5420 m; P.T. 5690 m	5690.00 m Pz	Pozo pendiente de ampliación cumplió totalmente su objetivo
Menonita - 1	Longit: 105° 57' 0.818" Latitud: 30° 16' 18.494" UTM X: 408 599.65 m UTM Y: 3 349 105.05 m	Evaluar el potencial petrolífero de las formaciones cretácicas, jurásicas, e investigar la columna paleozoica.	K San Carlos - aflora; K Ojinaga - 178 m; Buda - 726 m; Del Río - 794 m; Buda - 1084 m; Del Río - 1170 m; Loma de Plata - 1451 m K Benevides - 1581 m; Finlay - 1651 m; Chihuahua - 1910 m; Benigno - 2033 m;	K Coyame - 2315 m; K La Peña - 2960 m; K Cupido - 3350 m; K La Virgen - 3370 m; K Las Vigas - 3812 m; K Navarrete - 4705 m; K La Casita - 5363 m; K Paleozoico - 5948 m; K Concha - 6628 m; K Scherrer - 7015 m; K Epitaph - 7035 m; P.T. - 7050 m;	7050.00 m	Presentó manifestación de hidrocarburos a la prof. De 6930 GI 110-50, GC 6-0 baja densidad del lodo de 0.97 a 0.88 gr/cc No se probó satisfactoriamente
Zarca - 1	Longit: 104° 39' 53.14" Latitud: 26° 13' 51.42" UTM X: 533 484.57 m UTM Y: 2 901 140.13 m	Definir las condiciones estratigráficas y sedimentológicas de la secuencia sedimentaria e investigar sus posibilidades petrolíferas.	Aluvi6n - aflora; La Casita - 25 m; Gloria - 528 m; K Aurora - 728 m; Superior - 857 m; K Aurora - 1183 m; Superior - 1340 m; K Aurora - 1522 m; Eq. La Peña - 4197 m;	J K Cupido - 4553 m; K La Virgen - 4638 m; K Eq Tam Inf. - 5045 m; K La Virgen - 5360 m; K Clásticos del Neocomiano - 5906 m; K Roca Ignea (Ignimbrita) - 5922 m; P.T. 5955 m	5955.00 m	Cumplió su objetivo
Sueco - 1	Longit: 105° 52' 28.669" Latitud: 29° 29' 39.9815" UTM X: 415 216.27 m UTM Y: 3 262 907.91 m	Investigar las características estratigráficas y sedimentológicas de la columna geológica y su potencial petrolífero, particularmente el paleozoico.	Aluvi6n - aflora; K Chihuahua - 35 m; K Benigno - 150 m; K Coyame - 423 m; Loma de Plata - 621 m; K Benevides - 846 m; Finlay - 998 m; K Chihuahua - 1271 m; K Benigno - 1375 m; K Coyame - 1656 m;	K La Peña - 2175 m; K Eq. Cupido - 2305 m; K La Virgen - 2510 m; K Zona de metamorfismo de contacto - 2765 m; K Las Vigas - 2900 m; K Ignimbrita - 3365 m; Eq. Pz Rara - 3410 m; K Granito - 4027 m	4043.00 m	N-4 (3158-3160) 73 ±4 ma N-9 (4047-4048) 40 ±3 ma cumplió con sus objetivos
Escal6n - 1	Longit: 104° 09' 52.689" Latitud: 26° 30' 52.053" UTM X: 583 237.095 m UTM Y: 2 932 764.864 m	Establecer producción de H.C. en las areniscas del Ks ó calizas del Ki	Aluvi6n - aflora; K Parras - San Carlos - 765 m; K Indidura - 1487 m; K Baicuco - 1691 m; K Aurora - 1701 m; K Acatita - 2151 m; K Indidura - 2360 m;	K Parras - San Carlos - 2445 m; K Indidura - 2665 m; K Baicuco - 3508 m; K Aurora - 3525 m; K Acatita - 3665 m; P.T. - 4000 m	4000.00 m	Cumplió su objetivo

APÉNDICE C

CÉDULAS DE REGISTRO DE MUESTRAS PALEOMAGNÉTICAS

PALEOMAGNETISMO DE LA PORCIÓN CENTRO-ORIENTAL DEL ESTADO DE CHIHUAHUA

REGISTRO DE MUESTRAS

Sitio de Muestreo	MF-01
--------------------------	-------

Localidad	Rancho Blanco
------------------	---------------

Fecha	19 de junio de 2002
--------------	---------------------

Coordenadas Geográficas		
Latitud Norte	28° 11'	06"
Longitud Oeste	106° 20'	20"

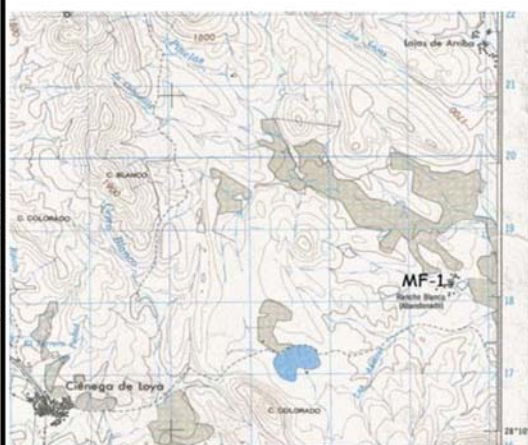
Estructura	Azimut	Inclin.
Buzamiento		
Basculamiento	36°	16°

IDENTIFICACIÓN DEL SITIO

MUESTRA No.:	ΔY	Inclinación (I)	Azimut Sol	Hora
02M- 001	098° 00'	017° 00'		
02M- 002	287° 00'	020° 00'		
02M- 003	285° 30'	023° 00'		
02M- 004	353° 00'	019° 30'		
02M- 005	048° 00'	022° 30'		
02M- 006		013° 30'		
02M- 007	034° 30'	017° 30'		
02M- 008	003° 00'	019° 00'		
02M-				
02M-				

DESCRIPCIÓN DE CAMPO

El sitio de muestreo se ubica en el cruce del camino que conduce a Rancho Blanco, mpio. de General Trías, Chihuahua, México, y el arroyo que corre de oeste a este, el cual es atravesado por un dique de composición riolítica y un espesor aproximado de 45 metros. Todas las muestras se tomaron dentro del dique riolítico, cuya exposición corta solamente a la secuencia subyacente a la Fm. Las Vigas, que se le infiere una edad del Jurásico Tardío.



PALEOMAGNETISMO DE LA PORCIÓN CENTRO-ORIENTAL DEL ESTADO DE CHIHUAHUA

REGISTRO DE MUESTRAS

Sitio de Muestreo	MF-02	Coordenadas Geográficas		
		Latitud Norte	29° 14' 16"	
		Longitud Oeste	104° 13' 38"	
Localidad	Sierra El Cariño	Estructura	Azimut	Inclin.
		Buzamiento		
Fecha	20 de junio de 2002	Basculamiento	51°	1°

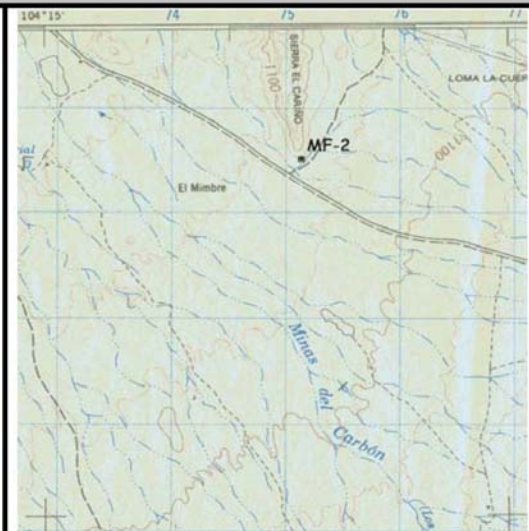
IDENTIFICACIÓN DEL SITIO

MUESTRA No.:	ΔY	Inclinación (I)	Azimut Sol	Hora
02M- 009	349° 30'	041° 00'	335° 00'	12:52
02M- 010	354° 00'	035° 00'	292° 00'	12:18
02M- 011	038° 00'	040° 00'	299° 00'	12:25
02M- 012	033° 30'	010° 00'	304° 00'	12:31
02M- 013	040° 00'	034° 00'	308° 00'	12:35
02M- 014	283° 30'	003° 30'	315° 00'	12:40
02M- 015	271° 00'	005° 00'	318° 00'	12:46
02M- 016	098° 00'	030° 00'	329° 00'	12:50
02M-				
02M-				

DESCRIPCIÓN DE CAMPO

En este sitio denominado Sierra El Cariño, en su extremo meridional se recolectaron ocho muestras de núcleo, dentro de una roca de composición basáltica con estructura de dique. Este dique se orienta norte-sur encajonado en la Formación Ojinaga Superior, la cual presenta metamorfismo termal provocado por el emplazamiento del dique dentro de una fisura aproximadamente vertical.

La edad de la roca ígnea basáltica está fechada en 28 ma (Chuchla, 1981).



PALEOMAGNETISMO DE LA PORCIÓN CENTRO-ORIENTAL DEL ESTADO DE CHIHUAHUA

REGISTRO DE MUESTRAS

Sitio de Muestreo	MF-03
--------------------------	-------

Coordenadas Geográficas		
Latitud Norte	29° 06'	17"
Longitud Oeste	103° 57'	06"

Localidad	Manuel Benavides
------------------	------------------

Estructura	Azimut	Inclin.
Buzamiento		
Basculamiento	85°	1°

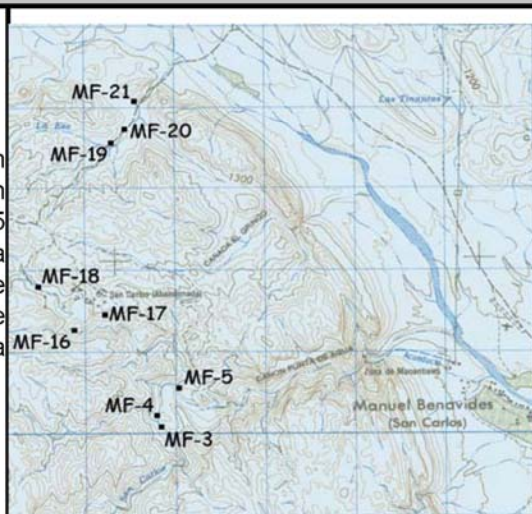
Fecha	21 de junio de 2002
--------------	---------------------

IDENTIFICACIÓN DEL SITIO

MUESTRA No.:	ΔY	Inclinación (I)	Azimut Sol	Hora
02M- 017	323° 00'	028° 30'	273° 00'	11:32
02M- 018	323° 30'	030° 30'	273° 30'	11:35
02M- 019	291° 00'	034° 00'	273° 30'	11:37
02M- 020	299° 30'	031° 00'	274° 00'	11:39
02M- 021	135° 00'	003° 00'	094° 00'	11:40
02M- 022	113° 00'	037° 30'	095° 00'	11:42
02M- 023	095° 30'	036° 30'	095° 30'	11:44
02M- 024	133° 00'	039° 30'	096° 30'	11:46
02M-				
02M-				

DESCRIPCIÓN DE CAMPO

El sitio de muestreo se encuentra sobre el Arroyo San Carlos, en la primer tinaja que aparece aguas arriba en el interior del Tronco San Carlos. Fechado en 31.4 ± 0.5 Ma, el intrusivo granítico exhibe textura fanerítica gruesa, con feldespatos hasta de 1 cm en diámetro. Se observa en la roca encajonante, un fuerte metamorfismo termal con silicificación que afecta principalmente los horizontes sefíticos y sammíticos.



PALEOMAGNETISMO DE LA PORCIÓN CENTRO-ORIENTAL DEL ESTADO DE CHIHUAHUA

REGISTRO DE MUESTRAS

Sitio de Muestreo	MF-04
--------------------------	-------

Coordenadas Geográficas		
Latitud Norte	29° 06'	30"
Longitud Oeste	103° 57'	12"

Localidad	Manuel Benavides
------------------	------------------

Estructura	Azimut	Inclin.
Buzamiento		
Basculamiento	85°	1°

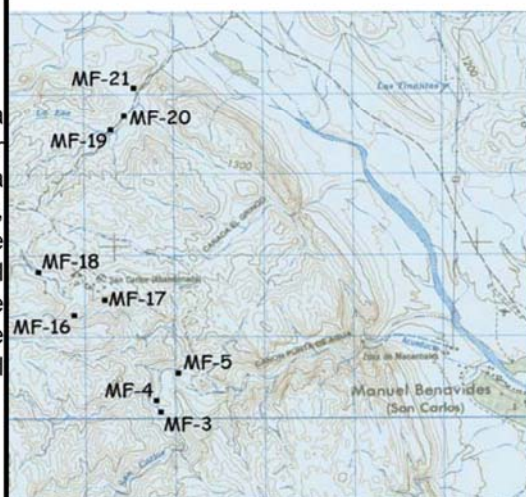
Fecha	21 de junio de 2002
--------------	---------------------

IDENTIFICACIÓN DEL SITIO

MUESTRA No.	ΔY	Inclinación (I)	Azimut Sol	Hora
02M- 025	055° 00'	043° 00'	319° 00'	12:40
02M- 026	336° 30'	017° 00'		
02M- 027	080° 00'	036° 00'		
02M- 028	069° 00'	035° 00'		
02M- 029	010° 00'	037° 30'		
02M- 030	324° 00'	025° 00'	339° 30'	12:52

DESCRIPCIÓN DE CAMPO

El sitio de muestreo se ubica en una secuencia epiclástica de granulometría limolítico-arcillosa, de color verde claro a la fractura; estructuralmente presenta deformación convoluta. Por similitud litológica, deformación estructural y posición estratigráfica se le considera equivalente a la Formación Tesnus del Carbonífero (Pensilvánico-Misisípico) de la Cuenca de Marathon, Tx., con estratos delgados a laminares de arenisca muy contorsionados. Este sitio está sobre el Arroyo San Carlos.



PALEOMAGNETISMO DE LA PORCIÓN CENTRO-ORIENTAL DEL ESTADO DE CHIHUAHUA

REGISTRO DE MUESTRAS

Sitio de Muestreo	MF-5
--------------------------	------

Coordenadas Geográficas		
Latitud Norte	29° 06'	40"
Longitud Oeste	103° 57'	07"

Localidad	Manuel Benavides
------------------	------------------

Estructura	Azimut	Inclin.
Buzamiento		
Basculamiento	85°	1°

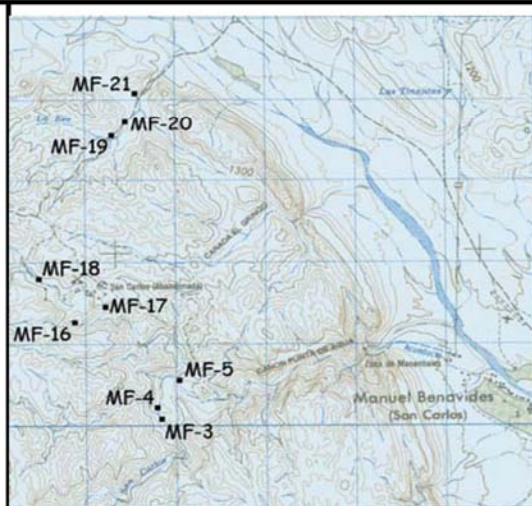
Fecha	21 de junio de 2002
--------------	---------------------

IDENTIFICACIÓN DEL SITIO

MUESTRA No.	ΔY	Inclinación (I)	Azimut Sol	Hora
02M- 031	175° 00'	035° 00'	066° 00'	14:10
02M- 032	277° 30'	020° 00'	248° 00'	14:12
02M- 033	295° 00'	015° 30'	249° 00'	14:14
02M- 034	316° 00'	013° 00'	251° 00'	14:20
02M- 035	287° 00'	020° 00'	252° 00'	14:22
02M- 036	281° 00'	021° 00'	252° 00'	14:23
02M- 037	321° 00'	036° 00'	253° 00'	14:24
02M- 038	332° 00'	049° 30'	253° 00'	14:28

DESCRIPCIÓN DE CAMPO

El sitio se ubica en la intersección de los Arroyos San Carlos y La Mina. El afloramiento de roca corresponde a una diorita o dolerita de grano fino, de color verde oscuro. Este cuerpo ígneo se presenta interdigitado en los sedimentos de la Formación Las Vigas, pudiendo corresponder a un diquestrato, o bien, a una masa extrusiva de derrame. Probable edad relativa Neocomiano.



PALEOMAGNETISMO DE LA PORCIÓN CENTRO-ORIENTAL DEL ESTADO DE CHIHUAHUA

REGISTRO DE MUESTRAS

Sitio de Muestreo	MF-06
--------------------------	-------

Coordenadas Geográficas	
Latitud Norte	28° 40.1242'
Longitud Oeste	106° 37.5441'

Localidad	Riva Palacio
------------------	--------------

Estructura	Azimut	Inclin.
Echado		
Basculamiento	65°	2.4°

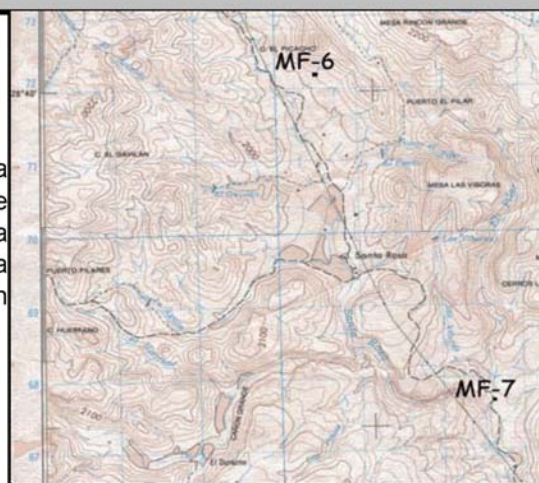
Fecha	22 de octubre de 2002
--------------	-----------------------

IDENTIFICACIÓN DEL SITIO

MUESTRA No.	ΔY	Inclinación (I)	Azimut Sol	Hora
02M- 039	202° 30'	023° 00'		
02M- 040	129° 30'	017° 18'		
02M- 041	138° 30'	014° 00'		
02M- 042	216° 30'	017° 30'		
02M- 043	221° 00'	025° 00'		
02M- 044	143° 00'	014° 45'		
02M- 045	051° 00'	035° 30'		
02M- 046	351° 00'	048° 45'		
02M- 047	324° 30'	025° 15'		
02M- 048	356° 30'	032° 45'		
02M- 049	317° 30'	050° 30'		

DESCRIPCIÓN DE CAMPO

El sitio de muestreo se ubica en el Arroyo Santa Rosa Norte, donde aflora el intrusivo Santa Rosa, de composición tonalítica. Constituye una estructura ígnea anular en el borde interior de la caldera que da origen a la Ignimbrita Acantilado (Franco-Rubio, et al., en preparación).



PALEOMAGNETISMO DE LA PORCIÓN CENTRO-ORIENTAL DEL ESTADO DE CHIHUAHUA

REGISTRO DE MUESTRAS

Sitio de Muestreo	MF-07
--------------------------	-------

Coordenadas Geográficas	
Latitud Norte	28° 37.6940'
Longitud Oeste	106° 36.5916'

Localidad	Arroyo Cerro Colorado
------------------	-----------------------

Estructura	Azimut	Inclin.
Echado		
Basculamiento	65°	2.4°

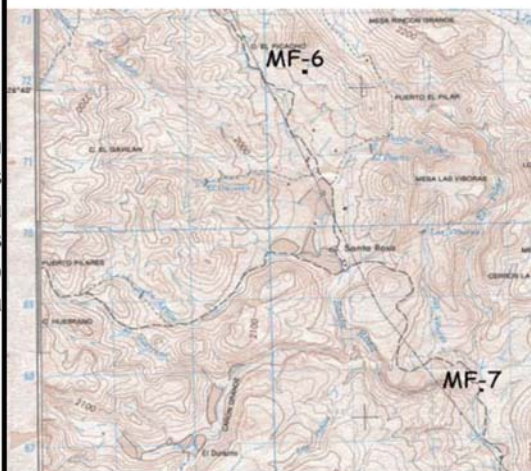
Fecha	22 de octubre de 2002
--------------	-----------------------

IDENTIFICACIÓN DEL SITIO

MUESTRA No.	ΔY	Inclinación (I)	Azimut Sol	Hora
02M- 050	297° 00'	01° 00'	Nublado	
02M- 051	078° 00'	00° 30'	Nublado	
02M- 052	038° 00'	00° 12'	Nublado	
02M- 053	149° 00'	01° 00'	189° 00'	13:07
02M- 054	171° 00'	00° 06'	Nublado	
02M- 055	144° 00'	00° 30'	Nublado	
02M- 056	052° 00'	02° 30'	Nublado	
02M- 057	062° 00'	02° 00'	205° 00'	14:00

DESCRIPCIÓN DE CAMPO

Las muestras de este sitio se horadaron en pseudoestratos de la Formación Acantilado (sensus Mauger, R., 1983), que corresponde a una ignimbrita de composición riolítica y fechada en 30 m.a. Los pseudoestratos pertenecen a la unidad de enfriamiento con piroconsolidación densa, cercanos a la base de la unidad volcánica.



PALEOMAGNETISMO DE LA PORCIÓN CENTRO-ORIENTAL DEL ESTADO DE CHIHUAHUA

REGISTRO DE MUESTRAS

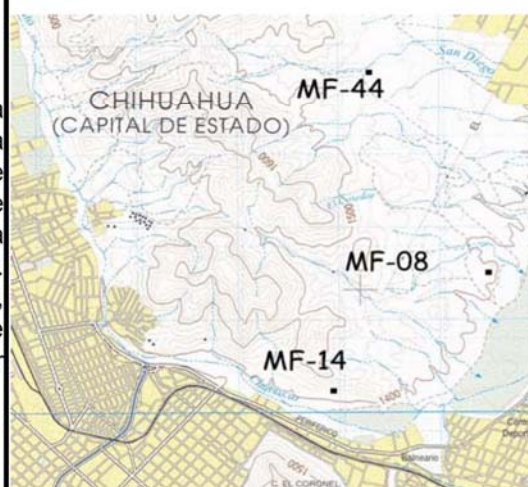
Sitio de Muestreo	MF-08	80	
		Latitud Norte	28° 40.0930'
		Longitud Oeste	106° 01.7259'
Localidad	Cerro Leones	Estructura	Azimut
		Echado	
Fecha	11 y 12 de oct de 2002	Basculamiento	75°
			Inclin. 2.38°

IDENTIFICACIÓN DEL SITIO

MUESTRA No.	ΔY	Inclinación (I)	Azimut Sol	Hora
02M- 058	119° 00'	68° 00'	255° 00'	17:29
02M- 059	123° 00'	22° 00'	178° 00'	12:34
02M- 060	089° 00'	30° 30'	179° 00'	12:42
02M- 061	127° 00'	24° 00'	180° 00'	12:48
02M- 062	110° 00'	55° 00'	184° 00'	12:57
02M- 063	109° 00'	61° 00'	188° 00'	13:03
02M- 064	157° 00'	27° 00'	189° 00'	13:08
02M- 065	125° 00'	19° 00'	150° 00'	13:14
02M- 066	148° 00'	19° 30'	194° 00'	13:18

DESCRIPCIÓN DE CAMPO

Cerro Leones se encuentra en el "camellón" de la carretera nueva a Villa Aldama, construida como una prolongación de la Ave. Juárez de la ciudad de Chihuahua. El sitio de muestreo se ubica en el corte septentrional de la rampa construida para acceder a la cima de este cerro, que contiene la estatua de un león. El afloramiento de roca es de composición granítica, similar a la del Tronco Chihuahua, ampliamente expuesto en la ciudad capital. Un fechamiento por trazas de fisión le otorga una edad de 53 Ma.



PALEOMAGNETISMO DE LA PORCIÓN CENTRO-ORIENTAL DEL ESTADO DE CHIHUAHUA

REGISTRO DE MUESTRAS

Sitio de Muestreo	MF-09
--------------------------	-------

Coordenadas Geográficas	
Latitud Norte	28° 56.1933'
Longitud Oeste	106° 00.0543'

Localidad	Los Filtros, Sierra de Aldama
------------------	-------------------------------

Estructura	Azimut	Inclin.
Echado		
Basculamiento	55°	5.26°

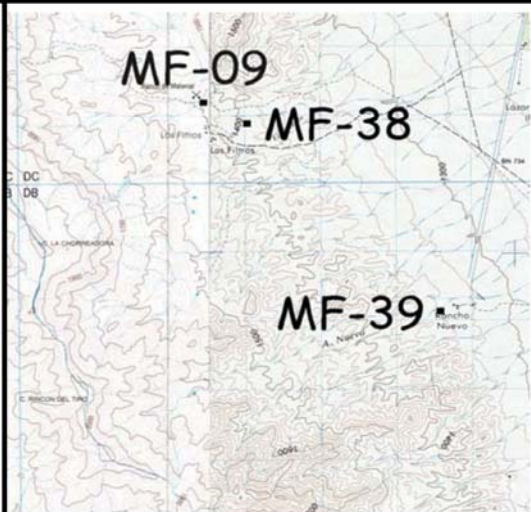
Fecha	19 de octubre de 2002
--------------	-----------------------

IDENTIFICACIÓN DEL SITIO

MUESTRA No.	ΔY	Inclinación (I)	Azimut Sol	Hora
02M- 067	333° 00'	15° 30'		
02M- 068	341° 00'	13° 00'		
02M- 069	332° 00'	13° 00'		
02M- 070	330° 30'	09° 00'		
02M- 071	349° 00'	12° 00'		
02M- 072	353° 00'	12° 00'		
02M- 073	340° 30'	11° 30'		
02M- 074	023° 00'	08° 30'		

DESCRIPCIÓN DE CAMPO

El afloramiento de roca ígnea intrusiva de composición diorítica de donde se obtuvo la muestra MF-09, aparentemente no alcanzó la superficie, dado el metasomatismo de contacto que afecta a la roca encajonante constituida por estratos de caliza equivalentes a la Formación Cupido. La edad asignada al cuerpo intrusivo de 57.8 Ma, Paleoceno Tardío.



PALEOMAGNETISMO DE LA PORCIÓN CENTRO-ORIENTAL DEL ESTADO DE CHIHUAHUA

REGISTRO DE MUESTRAS

Sitio de Muestreo	MF-10
-------------------	-------

Coordenadas Geográficas	
Latitud Norte	28° 32.4324'
Longitud Oeste	105° 58.5112'

Localidad	Las Presitas, Chihuahua
------------------	-------------------------

Estructura	Azimut	Inclin.
Buzamiento	55°	12.21°
Basculamiento		

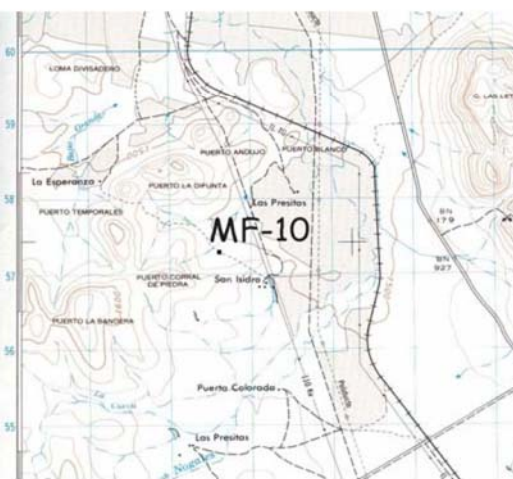
Fecha	2 de noviembre de 2002
--------------	------------------------

IDENTIFICACIÓN DEL SITIO

MUESTRA No.	ΔY	Inclinación (I)	Azimet Sol	Hora
02M- 075	042° 00'	00° 30'	247° 00'	16:02
02M- 076	101° 30'	15° 00'	248° 00'	16:16
02M- 077	099° 30'	10° 00'	249° 00'	16:27
02M- 078	117° 00'	09° 00'	252° 30'	16:52
02M- 079	025° 30'	08° 30'	260° 00'	17:01
02M- 080	012° 00'	12° 00'	- -	-
02M- 081	030° 30'	08° 00'	- -	-
02M- 082	173° 00'	13° 30'	- -	-
02M- 083	248° 00'	08° 00'	- -	-

DESCRIPCIÓN DE CAMPO

En esta localidad se colectaron núcleos sobre una roca ígnea extrusiva de composición andesítico-basáltica, que corresponde a la unidad San Ramón con una edad de 33.3 ± 0.7 Ma, que Megaw (1983) identifica con la clave 4MPB-DC.



PALEOMAGNETISMO DE LA PORCIÓN CENTRO-ORIENTAL DEL ESTADO DE CHIHUAHUA

REGISTRO DE MUESTRAS

Sitio de Muestreo	MF-11
--------------------------	-------

Coordenadas Geográficas	
Latitud Norte	28° 25.1068'
Longitud Oeste	106° 09.2119'

Localidad	El Charco, Chihuahua
------------------	----------------------

Estructura	Azimut	Inclin.
Buzamiento	283°	14°
Basculamiento		

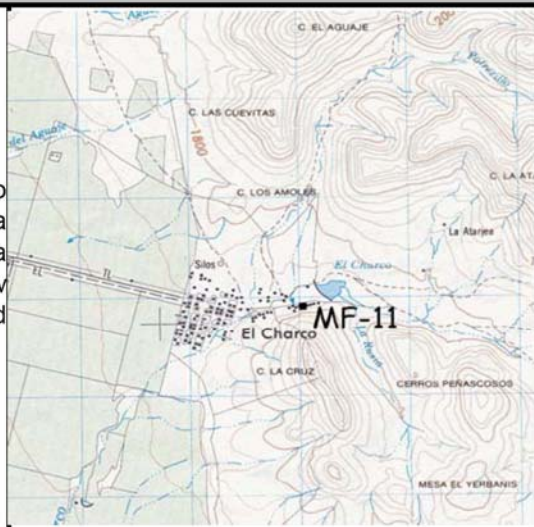
Fecha	5 de Noviembre de 2002
--------------	------------------------

IDENTIFICACIÓN DEL SITIO

MUESTRA No.	ΔY	Inclinación (I)	Azimut Sol	Hora
02M- 084	096° 00'	12° 00'		
02M- 085	080° 00'	17° 00'		
02M- 086	071° 30'	12° 30'		
02M- 087	096° 30'	10° 00'		
02M- 088	088° 30'	13° 30'		
02M- 089	065° 30'	16° 00'		
02M- 090	085° 30'	15° 00'		
02M- 091	082° 30'	16° 00'		
02M- 092	030° 00'	06° 00'		
02M-				

DESCRIPCIÓN DE CAMPO

El sitio se ubica en la población de El Charco, municipio de Chihuahua, sobre la base de la unidad volcánica (Charco Tuff), que contiene la muestra para fechamiento radiométrico recolectada por Megaw (1983), identificada con la clave ECI-D, con una edad de 34.8 ± 1.1 Ma.



PALEOMAGNETISMO DE LA PORCIÓN CENTRO-ORIENTAL DEL ESTADO DE CHIHUAHUA

REGISTRO DE MUESTRAS

Sitio de Muestreo	MF-12
-------------------	-------

Coordenadas Geográficas	
Latitud Norte	29° 03.7060'
Longitud Oeste	106° 25.2098'

Localidad	El Caliche, Ejido Bella Vista, Chihuahua
------------------	--

Estructura	Azimut	Inclin.
Buzamiento		
Basculamiento	40°	4.2°

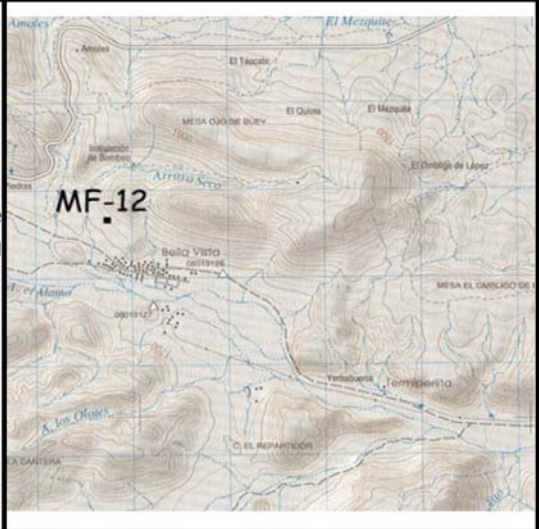
Fecha	7 de Noviembre de 2002
-------	------------------------

IDENTIFICACIÓN DEL SITIO

MUESTRA No.	ΔY	Inclinación (I)	Azimut Sol	Hora
02M- 093	180° 00'	11° 30'	232° 00'	15:01
02M- 094	173° 00'	10° 00'	233° 00'	15:10
02M- 095	041° 00'	13° 30'	234° 00'	15:15
02M- 096	113° 30'	30° 00'	235° 00'	15:22
02M- 097	082° 30'	03° 00'	237° 00'	15:37
02M- 098	152° 30'	11° 00'	240° 00'	15:48
02M- 099	158° 30'	02° 30'	242° 00'	15:57
02M- 100	101° 00'	03° 30'	243° 00'	16:02
02M- 101	164° 00'	06° 00'	230° 00'	14:43
02M-				

DESCRIPCIÓN DE CAMPO	
----------------------	--

Basalto Bellavista, definida por Mauger (1981), subyace a la Toba Acantilado (Mauger, op.c.), y por lo tanto, su edad probable es Oligocénico Temprana (30 - 34.1 Ma).



PALEOMAGNETISMO DE LA PORCIÓN CENTRO-ORIENTAL DEL ESTADO DE CHIHUAHUA

REGISTRO DE MUESTRAS

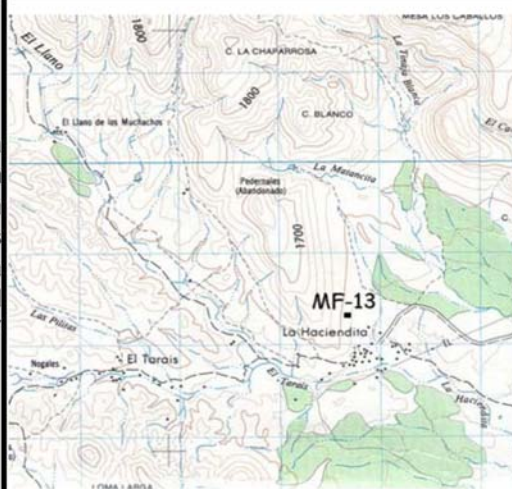
Sitio de Muestreo	MF-13	Coordenadas Geográficas		
		Latitud Norte	28° 38.3096'	
		Longitud Oeste	106° 11.3969'	
Localidad	Entrada al corte de cantera, La Haciendita,	Estructura	Azimut	Inclin.
		Buzamiento	65°	8°
Fecha	9 de Noviembre de 2002	Basculamiento		

IDENTIFICACIÓN DEL SITIO

MUESTRA No.	ΔY	Inclinación (I)	Azimut Sol	Hora
02M- 102	293° 30'	04° 00'		
02M- 103	313° 00'	03° 45'		
02M- 104	304° 00'	04° 30'		
02M- 105	282° 00'	04° 30'		
02M- 106	297° 00'	05° 00'		
02M- 107	287° 00'	06° 30'		
02M- 108	294° 00'	03° 00'		
02M- 109	303° 00'	04° 00'		
02M- 110	301° 30'	06° 00'		
02M- 111	312° 30'	07° 00'		
02M- 112	299° 00'	06° 00'		

DESCRIPCIÓN DE CAMPO

El cerro de La Haciendita está constituido por una ignimbrita de color rojo grisáceo con piroconsolidación densa, de donde se obtiene material para construcción de mampostería. Por su posición en la columna y sus características litológicas, se correlaciona con la Toba El Tambor que aflora al occidente de los Ojos del Chuvíscar y que Ide (1986), le asigna una edad de 31.7 ma.



PALEOMAGNETISMO DE LA PORCIÓN CENTRO-ORIENTAL DEL ESTADO DE CHIHUAHUA

REGISTRO DE MUESTRAS

Sitio de Muestreo	MF-14
--------------------------	-------

Coordenadas Geográficas	
Latitud Norte	28° 39.4031'
Longitud Oeste	106° 02.6288'

Localidad	Prolongación Ave. Juárez
------------------	--------------------------

Estructura	Azimut	Inclin.
Buzamiento		
Basculamiento	75°	2.38°

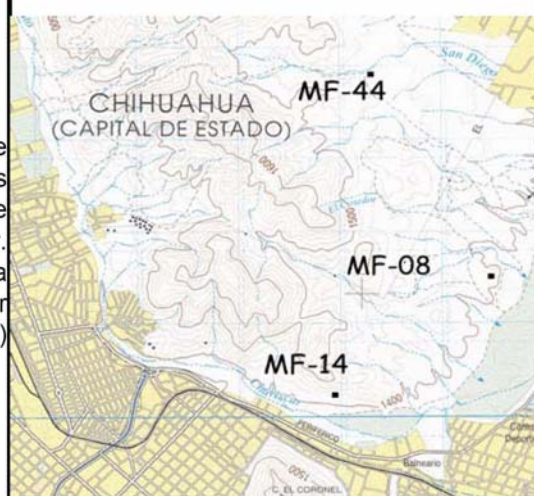
Fecha	21 de noviembre de 2002
--------------	-------------------------

IDENTIFICACIÓN DEL SITIO

MUESTRA No.	ΔY	Inclinación (I)	Azimut Sol	Hora
02M- 113	114° 30'	50° 00'		
02M- 114	108° 30'	47° 30'		
02M- 115	105° 00'	52° 30'		
02M- 116	090° 00'	50° 00'		
02M- 117	118° 00'	57° 00'		
02M- 118	121° 00'	47° 30'		
02M- 119	151° 30'	40° 00'		
02M- 120	140° 00'	42° 00'		
02M-				
02M-				

DESCRIPCIÓN DE CAMPO

Esta localidad se ubica en el corte carretero que comunica con la prolongación de la Ave. Juárez y las instalaciones de la Feria Santa Rita de la Ciudad de Chihuahua cruzando el puente sobre el Río Chuvíscar. La roca que constituye los núcleos es una ignimbrita riolítica equivalente a la Formación Mesa descrita por Alba y Chávez (1970), o Red Tuff de Mauger (1983) quién le asigna una edad de 44 - 45 ma.



PALEOMAGNETISMO DE LA PORCIÓN CENTRO-ORIENTAL DEL ESTADO DE CHIHUAHUA

REGISTRO DE MUESTRAS

Sitio de Muestreo	MF-15
--------------------------	-------

Localidad	San Ramón, Chihuahua
------------------	----------------------

Fecha	22 de noviembre de 2002
--------------	-------------------------

Coordenadas Geográficas	
Latitud Norte	28° 34.1497'
Longitud Oeste	106° 07.8598'

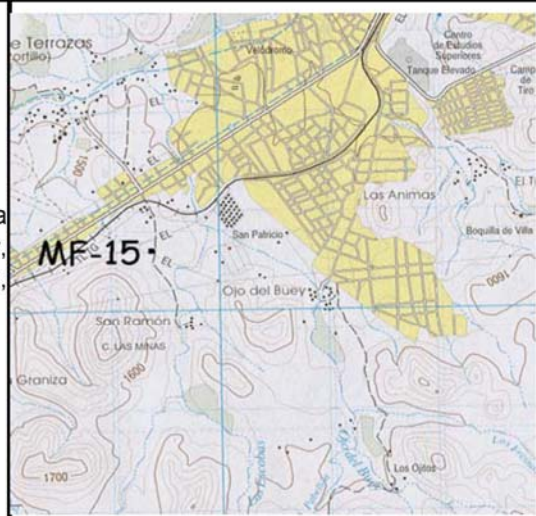
Estructura	Azimut	Inclin.
Buzamiento	350°	13°
Basculamiento		

IDENTIFICACIÓN DEL SITIO

MUESTRA No.	ΔY	Inclinación (I)	Azimut Sol	Hora
02M- 121	252° 30'	07° 30'		
02M- 122	257° 00'	07° 30'		
02M- 123	339° 00'	14° 00'		
02M- 124	350° 30'	04° 00'		
02M- 125	029° 00'	08° 30'		
02M- 126	319° 00'	09° 00'		
02M- 127	330° 30'	11° 00'		
02M- 128	349° 30'	08° 00'		
02M-				
02M-				

DESCRIPCIÓN DE CAMPO

De esta localidad se tomó el nombre San Ramón para definir a la secuencia de basaltos (sensu Megaw, 1983), cuyas edades radiométricas varían entre 33.3, 31.3 y 30.5 Ma.



PALEOMAGNETISMO DE LA PORCIÓN CENTRO-ORIENTAL DEL ESTADO DE CHIHUAHUA

REGISTRO DE MUESTRAS

Sitio de Muestreo	MF-16
--------------------------	-------

Localidad	Arroyo La Mina, M. Benavides, Chih.
------------------	-------------------------------------

Fecha	18 de noviembre de 2002
--------------	-------------------------

Coordenadas Geográficas	
Latitud Norte	29° 07.0505'
Longitud Oeste	103° 57.7846'

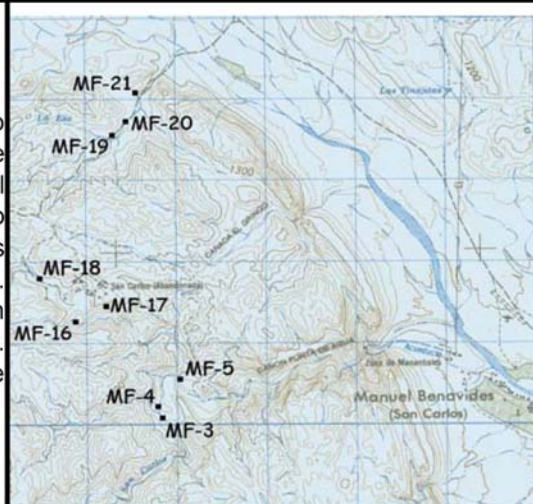
Estructura	Azimut	Inclin.
Buzamiento	290	4°
Basculamiento	90°	1°

IDENTIFICACIÓN DEL SITIO

MUESTRA No.	ΔY	Inclinación (I)	Azimut Sol	Hora
02M- 129	196° 30'	06° 18'		
02M- 130	213° 00'	09° 30'		
02M- 131	206° 00'	04° 00'		
02M- 132	208° 00'	07° 18'		
02M- 133	195° 00'	06° 42'		
02M- 134	110° 00'	05° 30'		
02M- 135	151° 00'	07° 00'		
02M- 136	205° 30'	06° 00'		
02M-				
02M-				

DESCRIPCIÓN DE CAMPO

Limolita de color verde, silicificada, con fracturamiento en 5 direcciones diferentes, tres de ellas con relleno de calcita y sílice. La perforación se efectuó en el lecho del Arroyo La Mina, aproximadamente 40 m aguas abajo de la base de la presa de jales de la Mina San Carlos en la zona septentrional de la Sierra Azul. Los estratos epiclásticos pertenecen a la Formación Las Vigas del Neocomiano, muy cercanos a la cima. Aparentemente, la relación con la unidad suprayacente es concordante.



PALEOMAGNETISMO DE LA PORCIÓN CENTRO-ORIENTAL DEL ESTADO DE CHIHUAHUA

REGISTRO DE MUESTRAS

Sitio de Muestreo	MF-17
--------------------------	-------

Coordenadas Geográficas	
Latitud Norte	29° 07.1521'
Longitud Oeste	103° 57.50752'

Localidad	Manto de magnetita inferior, Mina San Carlos
------------------	--

Estructura	Azimut	Inclin.
Buzamiento	15°	05°
Basculamiento	90°	1°

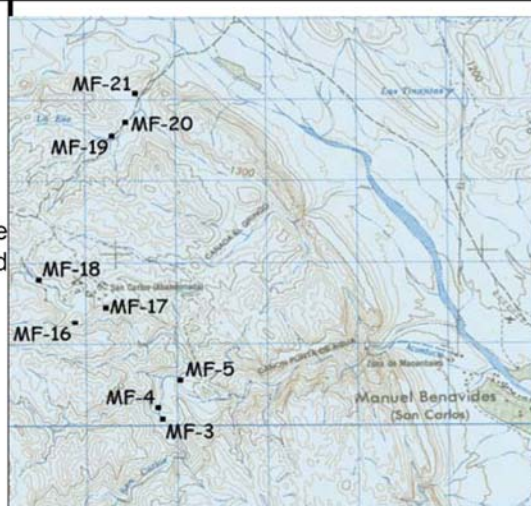
Fecha	19 de diciembre de 2002
--------------	-------------------------

IDENTIFICACIÓN DEL SITIO

MUESTRA No.	ΔY	Inclinación (I)	Azimut Sol	Hora
02M- 137	082° 00'	07° 00'		
02M- 138	098° 30'	22° 00'		
02M- 139	306° 00'	22° 30'		
02M- 140	287° 00'	20° 00'		
02M- 141	115° 00'	09° 30'		
02M- 142	100° 00'	05° 30'		
02M-				
02M-				
02M-				
02M-				

DESCRIPCIÓN DE CAMPO

Mineralización de magnetita en cuerpos de reemplazamiento en la caliza Cupido del Aptiano. Edad de la mineralización es Terciaria.



PALEOMAGNETISMO DE LA PORCIÓN CENTRO-ORIENTAL DEL ESTADO DE CHIHUAHUA

REGISTRO DE MUESTRAS

Sitio de Muestreo	MF-18
--------------------------	-------

Localidad	Fm. Cuchillo, base, miembro Cupido
------------------	------------------------------------

Fecha	20 de diciembre de 2002
--------------	-------------------------

Coordenadas Geográficas	
Latitud Norte	29° 07.3399'
Longitud Oeste	103° 58.0267'

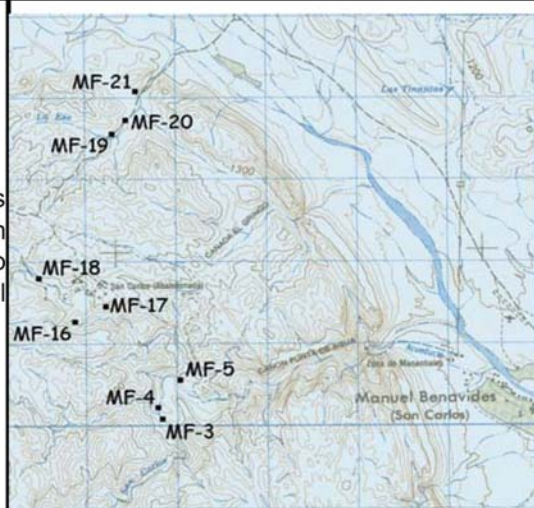
Estructura	Azimut	Inclin.
Buzamiento	30°	5°
Basculamiento	85°	1°

IDENTIFICACIÓN DEL SITIO

MUESTRA No.	ΔY	Inclinación (I)	Azimut Sol	Hora
02M- 143	181° 00'	03° 30'		
02M- 144	188° 30'	04° 00'		
02M- 145	232° 00'	06° 30'		
02M- 146	219° 30'	03° 42'		
02M- 147	190° 00'	02° 18'		
02M- 148	176° 00'	12° 00'		
02M- 149	305° 00'	01° 18'		
02M- 150	190° 30'	04° 48'		
02M-				
02M-				

DESCRIPCIÓN DE CAMPO

El sitio se practicó en el arroyo con lecho de estratos basales de la Formación Cupido del Aptiano, 50 m aguas arriba de la cima de la presa de jales, a un lado del camino que conduce al poblado de Manuel Benavides, Chihuahua.



PALEOMAGNETISMO DE LA PORCIÓN CENTRO-ORIENTAL DEL ESTADO DE CHIHUAHUA

REGISTRO DE MUESTRAS

Sitio de Muestreo	MF-19
--------------------------	-------

Localidad	Base Fm. Glen Rose, horizonte de Orbitolina
------------------	---

Fecha	19 de diciembre de 2002
--------------	-------------------------

Coordenadas Geográficas	
Latitud Norte	29° 08.2809'
Longitud Oeste	103° 57.50107'

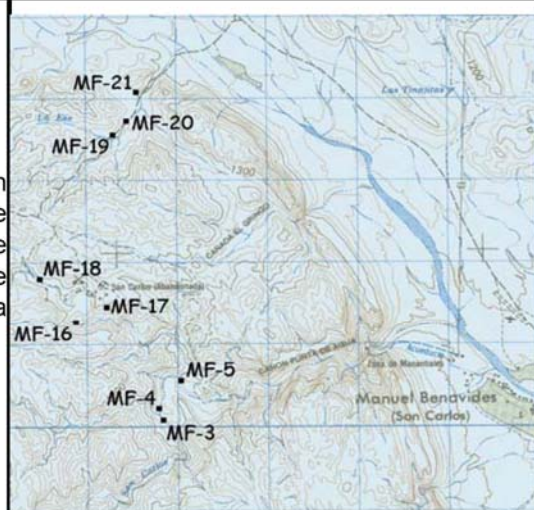
Estructura	Azimut	Inclin.
Buzamiento	60°	20°
Basculamiento	90°	1°

IDENTIFICACIÓN DEL SITIO

MUESTRA No.	ΔY	Inclinación (I)	Azimut Sol	Hora
02M- 151	052° 00'	13° 30'		
02M- 152	044° 00'	06° 30'		
02M- 153	057° 00'	14° 30'		
02M- 154	056° 00'	28° 30'		
02M- 155	075° 00'	21° 00'		
02M- 156	089° 30'	30° 00'		
02M- 157	063° 30'	27° 00'		
02M- 158	011° 00'	15° 12'		
02M-				
02M-				

DESCRIPCIÓN DE CAMPO

El sitio de muestreo paleomagnético se encuentra en los estratos de la base en la Formación Glen Rose (Benigno), del Albiano Inferior. Los estratos se distinguen por su carácter masivo y las muestras se tomaron a un lado del camino que conduce de la Mina al poblado de Manuel Benavides, Chihuahua.



PALEOMAGNETISMO DE LA PORCIÓN CENTRO-ORIENTAL DEL ESTADO DE CHIHUAHUA

REGISTRO DE MUESTRAS

Sitio de Muestreo	MF-20
--------------------------	-------

Coordenadas Geográficas	
Latitud Norte	29° 08.3735'
Longitud Oeste	103° 57.4140'

Localidad	Base miembro arrecifal superior Fm. Edwards
------------------	---

Estructura	Azimut	Inclin.
Buzamiento	65°	26°
Basculamiento	85°	1°

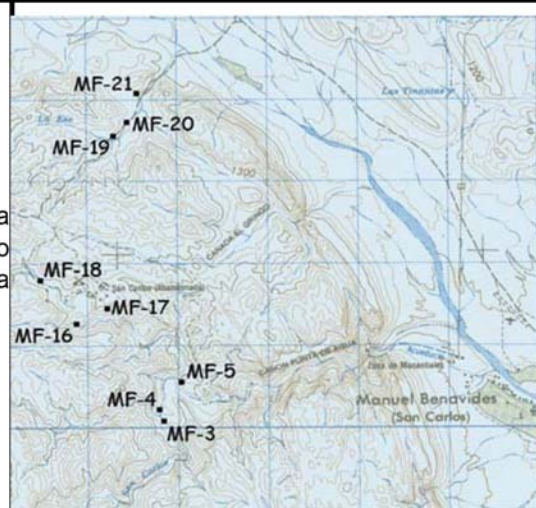
Fecha	21 de diciembre de 2002
--------------	-------------------------

IDENTIFICACIÓN DEL SITIO

MUESTRA No.	ΔY	Inclinación (I)	Azimut Sol	Hora
02M- 159	040° 00'	03° 18'		
02M- 160	354° 00'	03° 00'		
02M- 161	124° 00'	08° 30'		
02M- 162	033° 00'	08° 42'		
02M- 163	017° 00'	06° 30'		
02M- 164	049° 00'	02° 00'		
02M- 165	253° 00'	01° 12'		
02M- 166	060° 00'	00° 00'		
02M-				
02M-				

DESCRIPCIÓN DE CAMPO

Estratos masivos de la base del miembro superior de la Formación Edwards (Finlay), del Albiano Medio. El sitio paleomagnético se ubica a un lado del camino entre La Mina y Manuel Benavides, Chihuahua.



PALEOMAGNETISMO DE LA PORCIÓN CENTRO-ORIENTAL DEL ESTADO DE CHIHUAHUA

REGISTRO DE MUESTRAS

Sitio de Muestreo	MF-21
--------------------------	-------

Coordenadas Geográficas	
Latitud Norte	29° 08.5632'
Longitud Oeste	103° 57.3441'

Localidad	Fm. Georgetown, base del miembro inferior
------------------	---

Estructura	Azimut	Inclin.
Buzamiento	62°	70°
Basculamiento	85°	1°

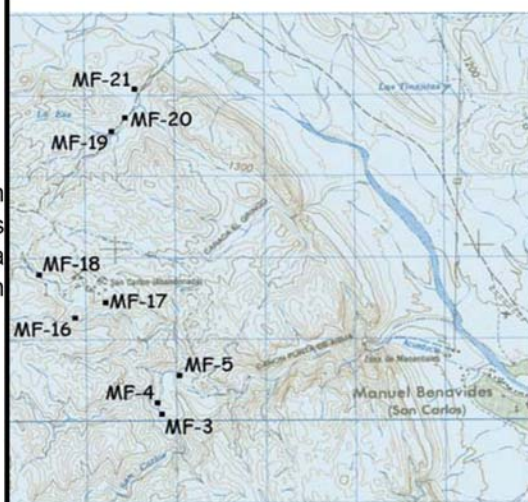
Fecha	21 de diciembre de 2002
--------------	-------------------------

IDENTIFICACIÓN DEL SITIO

MUESTRA No.	ΔY	Inclinación (I)	Azimut Sol	Hora
02M- 167	056° 00'	17° 00'		
02M- 168	010° 00'	04° 00'		
02M- 169	043° 30'	06° 00'		
02M- 170	050° 00'	08° 12'		
02M- 171	054° 30'	08° 48'		
02M- 172	006° 00'	07° 30'		
02M- 173	017° 00'	04° 30'		
02M- 174	016° 30'	06° 00'		
02M-				
02M-				

DESCRIPCIÓN DE CAMPO

Sobre el estrato basal de la Formación Georgetown (Loma Plata) del Albino Superior, se colectaron las muestras de núcleo en esta localidad, ubicada aproximadamente 35 m al noreste de la intersección del camino a la Mina San Carlos y el arroyo.



PALEOMAGNETISMO DE LA PORCIÓN CENTRO-ORIENTAL DEL ESTADO DE CHIHUAHUA

REGISTRO DE MUESTRAS

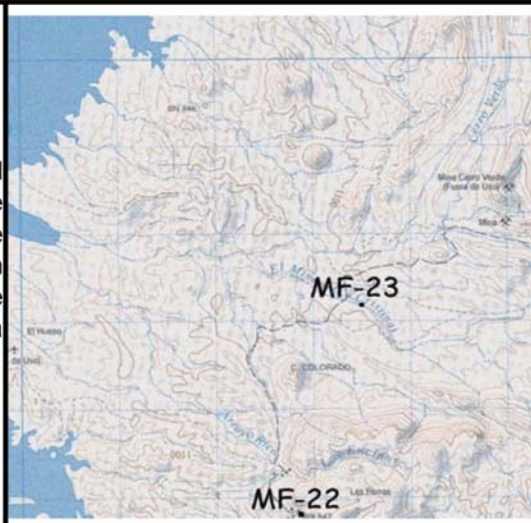
Sitio de Muestreo	MF-22	Coordenadas Geográficas		
		Latitud Norte	28° 52.8467'	
		Longitud Oeste	105° 16.7356'	
Localidad	Tres Marias, a 100 m camino Chorreras-La Parrita	Estructura	Azimut	Inclin.
		Buzamiento		
Fecha	9 de marzo de 2003	Basculamiento		0°

IDENTIFICACIÓN DEL SITIO

MUESTRA No.	ΔY	Inclinación (I)	Azimut Sol	Hora
02M- 175	146° 30'	41° 00'	155° 00'	11:12
02M- 176	150° 30'	35° 00'		
02M- 177	144° 00'	36° 06'		
02M- 178	142° 00'	52° 54'		
02M- 179	129° 54'	39° 00'		
02M- 180	131° 30'	39° 54'		
02M- 181	140° 30'	52° 54'		
02M- 182	145° 00'	51° 42'		
02M-				
02M-				

DESCRIPCIÓN DE CAMPO

El sitio de muestreo se ubica en las proximidades del Rancho Tres Marias, sobre el camino que va de Chorreras a Estación Falomir. Sobre el farallón que forma el intrusivo granítico con fuerte alteración hidrotermal, oxidación de fierro y manganeso, se tomaron las muestras de núcleo. La edad radiométrica de la roca ígnea es de 32.69 ± 10 Ma (Iriondo, 2004).



PALEOMAGNETISMO DE LA PORCIÓN CENTRO-ORIENTAL DEL ESTADO DE CHIHUAHUA

REGISTRO DE MUESTRAS

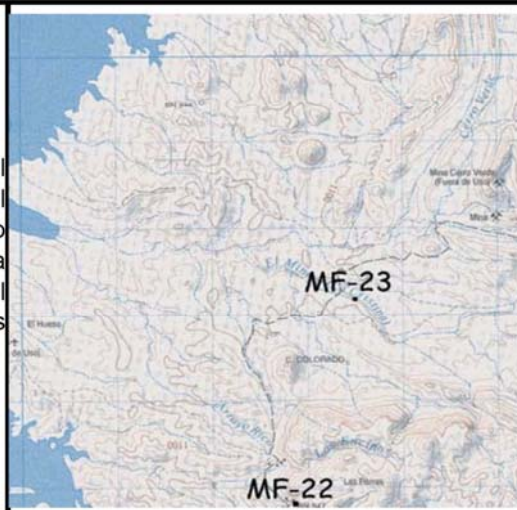
Sitio de Muestreo	MF-23	Coordenadas Geográficas		
		Latitud Norte	28° 54.1198'	
		Longitud Oeste	105° 16.3265'	
Localidad	Arroyo Las Minas-camino La Parrita Falomir	Estructura	Azimut	Inclin.
		Buzamiento	66°	22°
Fecha	9 de marzo de 2003	Basculamiento		0°

IDENTIFICACIÓN DEL SITIO

MUESTRA No.	ΔY	Inclinación (I)	Azimut Sol	Hora
02M- 183	139° 30'	23° 30'		
02M- 184	156° 00'	30° 00'		
02M- 185	142° 30'	22° 18'		
02M- 186	120° 00'	24° 00'		
02M- 187	138° 30'	05° 30'		
02M- 188	024° 30'	04° 54'		
02M- 189	077° 00'	01° 00'		
02M- 190	121° 00'	00° 00'		
02M- 191	068° 00'	00° 30'		
02M- 192	297° 30'	06° 12'		
02M- 193	342° 30'	09° 00'		

DESCRIPCIÓN DE CAMPO

Se considera que el sitio se ubica sobre la traza del lineamiento, en estratos de la Formación Las Vigas del Neocomiano. En esta localidad se observa el contacto con la unidad suprayacente, expuesto a lo largo de una superficie de falla producida por el arrastre del despegue entre las formaciones carbonatadas cretácicas y los epiclásticos del Neocomiano.



PALEOMAGNETISMO DE LA PORCIÓN CENTRO-ORIENTAL DEL ESTADO DE CHIHUAHUA

REGISTRO DE MUESTRAS

Sitio de Muestreo	MF-24
--------------------------	-------

Localidad	Arroyo de la Veta, Sierra de Olivos
------------------	-------------------------------------

Fecha	24 de marzo de 2003
--------------	---------------------

Coordenadas Geográficas	
Latitud Norte	27° 13.938'
Longitud Oeste	106° 14.827'

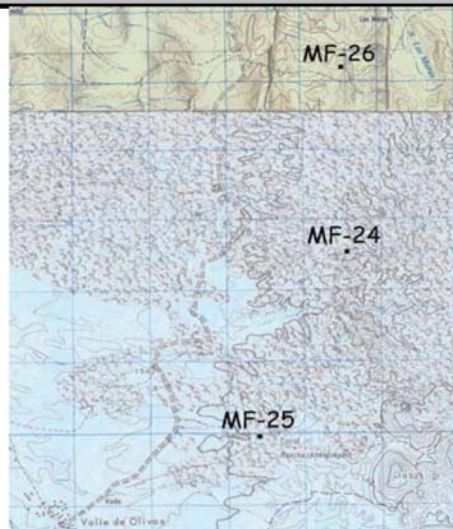
Estructura	Azimut	Inclin.
Echado		
Basculamiento	65°	6°

IDENTIFICACIÓN DEL SITIO

MUESTRA No.	ΔY	Inclinación (I)	Azimut Sol	Hora
02M- 194	147° 00'	26° 00'		
02M- 195	199° 00'	27° 00'		
02M- 196	092° 00'	35° 00'		
02M- 197	132° 00'	28° 00'		
02M- 198	125° 00'	65° 00'		
02M- 199	136° 00'	47° 00'		
02M- 200	135° 00'	50° 00'		
02M- 201	160° 00'	54° 00'		
02M- 202	144° 00'	54° 00'		
02M-				

DESCRIPCIÓN DE CAMPO

En este sitio se exhibe un fragmento de corteza oceánica con lavas en almohadilla de composición basáltica. De aquí se obtuvieron muestras con fines de fechamiento radiométrico y estudio paleomagnético. La edad radiométrica para la MORB se determinó en 251 ± 7 Ma.



PALEOMAGNETISMO DE LA PORCIÓN CENTRO-ORIENTAL DEL ESTADO DE CHIHUAHUA

REGISTRO DE MUESTRAS

Sitio de Muestreo	MF-25
--------------------------	-------

Coordenadas Geográficas	
Latitud Norte	27° 12.490'
Longitud Oeste	106° 15.528'

Localidad	Piedra Labrada
------------------	----------------

Estructura	Azimut	Inclin.
Echado		
Basculamiento	63°	3°

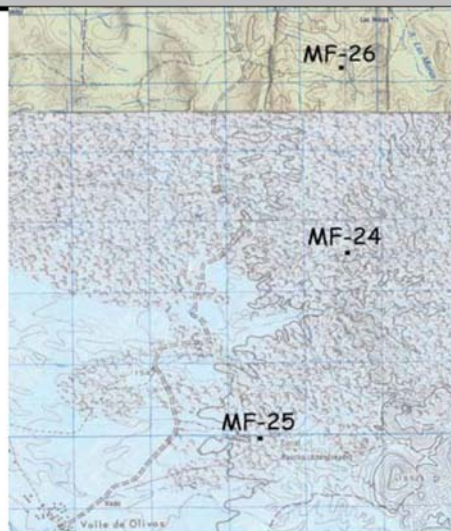
Fecha	25 de marzo de 2003
--------------	---------------------

IDENTIFICACIÓN DEL SITIO

MUESTRA No.	ΔY	Inclinación (I)	Azimut Sol	Hora
02M- 203	117° 00'	30° 00'	108° 00'	8:34
02M- 204	124° 00'	33° 00'		
02M- 205	103° 00'	59° 00'		
02M- 206	071° 00'	44° 00'		
02M- 207	060° 00'	41° 30'		
02M- 208	053° 00'	56° 00'	111° 00'	8:50
02M- 209	101° 00'	63° 30'		
02M- 210	108° 00'	44° 00'		
02M- 211	133° 00'	03° 30'		
02M- 212	130° 00'	32° 00'		

r

Piedra Labrada es una localidad que configura un cuello volcánico cinerítico cuya composición corresponde a una Basanita. Aunque por erosión no se conserva la estructura volcánica exterior, el núcleo exhibe diaclasas columnares desarrolladas por enfriamiento gradual. La conexión con la cámara magmática se presenta a través de una estructura de falla normal que separa dos bloques que actualmente están basculando por estar asociados al aulacógeno de la Península de Baja California. Aunque no se cuenta con fechamiento radiométrico para este afloramiento, CoReMi (2004) fechó estos basaltos en otras localidades en 7.58 ma.



PALEOMAGNETISMO DE LA PORCIÓN CENTRO-ORIENTAL DEL ESTADO DE CHIHUAHUA

REGISTRO DE MUESTRAS

Sitio de Muestreo	MF-26
--------------------------	-------

Coordenadas Geográficas	
Latitud Norte	27° 15.406'
Longitud Oeste	106° 14.896'

Localidad	Rancho Las Moras
------------------	------------------

Estructura	Azimut	Inclin.
Buzamiento	23°	56°
Basculamiento	65°	6°

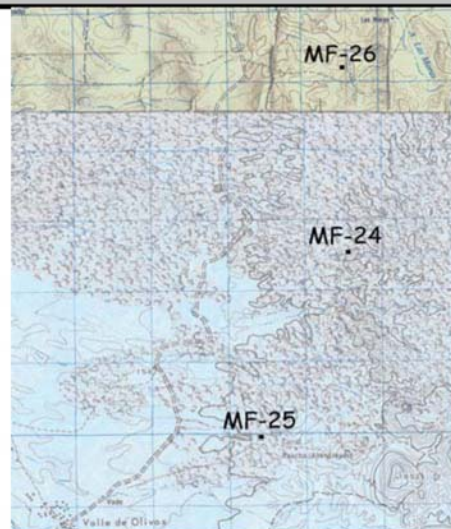
Fecha	25 de marzo de 2003
--------------	---------------------

IDENTIFICACIÓN DEL SITIO

MUESTRA No.	ΔY	Inclinación (I)	Azimut Sol	Hora
02M- 213	029° 00'	45° 00'		
02M- 214	061° 00'	45° 00'	136° 00'	10:38
02M- 215	056° 00'	40° 00'		
02M- 216	099° 00'	42° 30'	137° 00'	10:43
02M- 217	106° 00'	39° 00'		
02M- 218	104° 00'	49° 00'	138° 00'	10:47
02M- 219	332° 00'	19° 30'	140° 00'	10:49
02M- 220	356° 00'	24° 00'		
02M- 221	002° 00'	26° 00'		
02M- 222	346° 00'	29° 00'	142° 00'	10:55

DESCRIPCIÓN DE CAMPO

Ignimbrita de composición riolítica, que en el sitio se conservan solo algunos pseudoestratos de la base. Presenta alteración moderada por silicificación. La unidad pertenece a la secuencia volcánica del Terciario Medio. Este relicto se depositó en discordancia erosional sobre la secuencia jurásica tipo flysch de la Fm. Pelayo. La textura eutaxítica que caracteriza a las ignimbritas muestra un azimut de la traza en 113° con 56° de inclinación hacia el NE.



PALEOMAGNETISMO DE LA PORCIÓN CENTRO-ORIENTAL DEL ESTADO DE CHIHUAHUA

REGISTRO DE MUESTRAS

Sitio de Muestreo	MF-27
--------------------------	-------

Localidad	Camino Cuesta Las Cuchillas
------------------	-----------------------------

Fecha	26 de marzo de 2003
--------------	---------------------

Coordenadas Geográficas		
Latitud Norte	27° 20'	53"
Longitud Oeste	106° 14'	25"

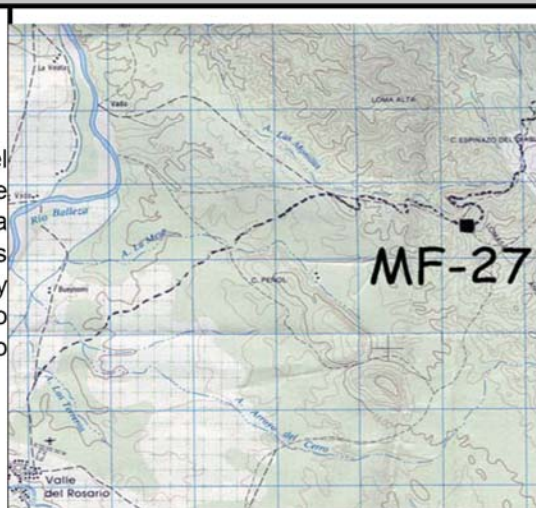
Estructura	Azimut	Inclin.
Buzamiento	234.6°	48°
Basculamiento		

IDENTIFICACIÓN DEL SITIO

MUESTRA No.	ΔY	Inclinación (I)	Azimut Sol	Hora
02M- 223	050° 00'	20° 00'		
02M- 224	164° 00'	28° 00'		
02M- 225	163° 00'	22° 00'		
02M- 226	069° 00'	16° 00'		
02M- 227	153° 00'	62° 00'		
02M- 228	109° 00'	52° 00'		
02M- 229	146° 00'	57° 00'		
02M- 230	147° 00'	54° 30'		

DESCRIPCIÓN DE CAMPO

El sitio de muestreo se localiza sobre la cuneta del camino de terracería que comunica las poblaciones de San Jose del Sitio y Valle de Rosario. La roca corresponde a una secuencia de sedimentos eminentemente calcáreos, con estratificación delgada y fuertemente deformados en pliegues convolutos y tipo chevron. La edad de la secuencia es del cretácico temprano.



PALEOMAGNETISMO DE LA PORCIÓN CENTRO-ORIENTAL DEL ESTADO DE CHIHUAHUA

REGISTRO DE MUESTRAS

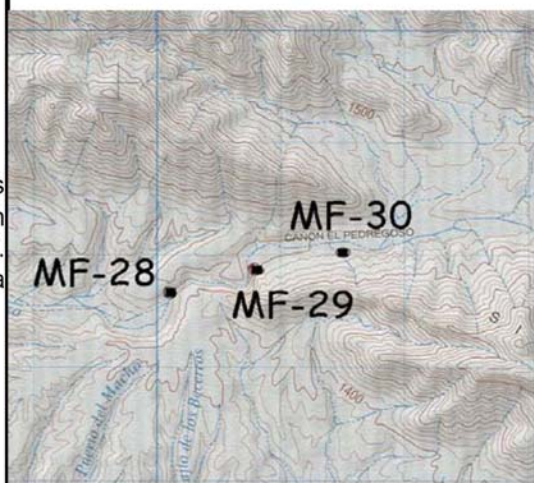
Sitio de Muestreo	MF-28	Coordenadas Geográficas		
		Latitud Norte	28° 48.986'	
		Longitud Oeste	105° 12.230'	
		1352 msnm		
Localidad	Cañón El Pedregoso, Sierra de Chorreras	Estructura	Azimut	Inclin.
		Echado	210°	25°
Fecha	26 de marzo de 2003	Basculamiento		

IDENTIFICACIÓN DEL SITIO

MUESTRA No.	ΔY	Inclinación (I)	Azimut Sol	Hora
02M- 231	028° 30'	44° 00'		
02M- 232	008° 00'	49° 00'	111° 30'	9:43
02M- 233	052° 30'	39° 00'		
02M- 234	021° 00'	49° 00'		
02M- 235	051° 00'	47° 00'		
02M- 236	045° 00'	51° 00'		
02M- 237	046° 00'	43° 00'		
02M- 238	050° 00'	50° 00'		
02M- 239	058° 00'	40° 30'		
02M-				

DESCRIPCIÓN DE CAMPO

El sitio paleomagnético se ubica en estratos equivalentes a la Fm. Benigno del Albano Medio, con azimut de traza en 300°, con 25° de inclinación al SW. Su característica distintiva es la estratificación masiva arrecifal de la base.



PALEOMAGNETISMO DE LA PORCIÓN CENTRO-ORIENTAL DEL ESTADO DE CHIHUAHUA

REGISTRO DE MUESTRAS

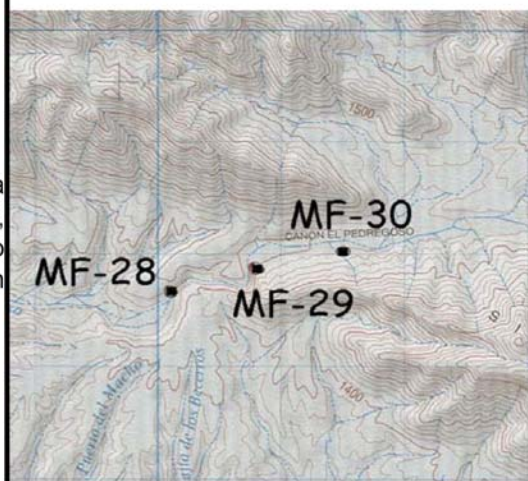
Sitio de Muestreo	MF-29	Coordenadas Geográficas		
		Latitud Norte	28° 49.040'	
		Longitud Oeste	105° 12.029'	
		1362 msnm		
Localidad	Cañón El Pedregoso, 500 m.a.a. de MF28	Estructura	Azimut	Inclin.
		Buzamiento	207°	24°
		Basculamiento		
Fecha	26 de marzo de 2003			

IDENTIFICACIÓN DEL SITIO

MUESTRA No.	ΔY	Inclinación (I)	Azimut Sol	Hora
02M- 240	118° 00'	23° 00'		
02M- 241	112° 00'	22° 00'		
02M- 242	118° 00'	13° 00'		
02M- 243	099° 00'	19° 00'		
02M- 244	124° 00'	28° 30'		
02M- 245	112° 00'	22° 00'		
02M- 246	107° 30'	28° 30'		
02M- 247	115° 30'	29° 00'		
02M- 248	118° 00'	25° 00'		
02M- 249	103° 00'	25° 30'		

DESCRIPCIÓN DE CAMPO

El sitio paleomagnético se ubica en estratos de la Formación Coyame (Tamaulipas) del Albiano Inferior, que subyacen a la Fm. Glen Rose (Benigno). El rumbo de la traza de los planos de estratificación promedia un azimut de 297° y 24° de inclinación al SW.



PALEOMAGNETISMO DE LA PORCIÓN CENTRO-ORIENTAL DEL ESTADO DE CHIHUAHUA

REGISTRO DE MUESTRAS

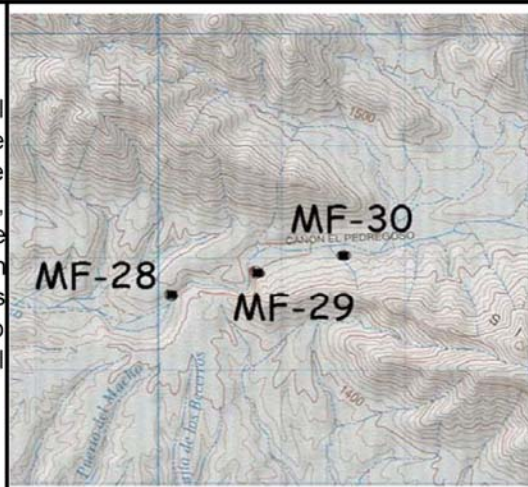
Sitio de Muestreo	MF-30	Coordenadas Geográficas		
		Latitud Norte	28° 49.167'	
		Longitud Oeste	105° 11.620'	
		1416 msnm		
Localidad	Cañón El Pedregoso, Sierra de Chorreras	Estructura	Azimut	Inclin.
		Buzamiento	210°	23°
Fecha	26 de marzo de 2003	Basculamiento		

IDENTIFICACIÓN DEL SITIO

MUESTRA No.	ΔY	Inclinación (I)	Azimut Sol	Hora
02M- 250	301° 30'	34° 00'		
02M- 251	272° 00'	40° 00'		
02M- 252	261° 00'	30° 30'		
02M- 253	294° 00'	32° 00'		
02M- 254	293° 00'	37° 00'		
02M- 255	334° 00'	25° 00'		
02M- 256	085° 00'	31° 30'		
02M- 257	263° 00'	31° 00'		
02M- 258	260° 00'	22° 30'		
02M- 259	279° 00'	15° 30'		
02M- 260	266° 00'	19° 00'		

DESCRIPCIÓN DE CAMPO

El sitio se ubica sobre la vega sur del Arroyo El Pedregoso, en estratos de la Formación Coyame, que presentan un buzamiento de 210° de azimut y 23° de inclinación. El afloramiento muestra una caliza fresca, sin alteración hidrotermal y sin metamorfismo. Aunque los estratos están en posición normal, se observan bloques alóctonos de por lo menos dos formaciones (Glen Rose y Coyame) cabalgando sobre el mismo grupo de formaciones a lo largo del Arroyo El Pedregoso.



PALEOMAGNETISMO DE LA PORCIÓN CENTRO-ORIENTAL DEL ESTADO DE CHIHUAHUA

REGISTRO DE MUESTRAS

Sitio de Muestreo	MF-32
--------------------------	-------

Localidad	Sierra de Roque- La Amargosa
------------------	------------------------------

Fecha	3 de octubre de 2003
--------------	----------------------

Coordenadas Geográficas		
Latitud Norte	28° 37'	44"
Longitud Oeste	105° 17'	38"

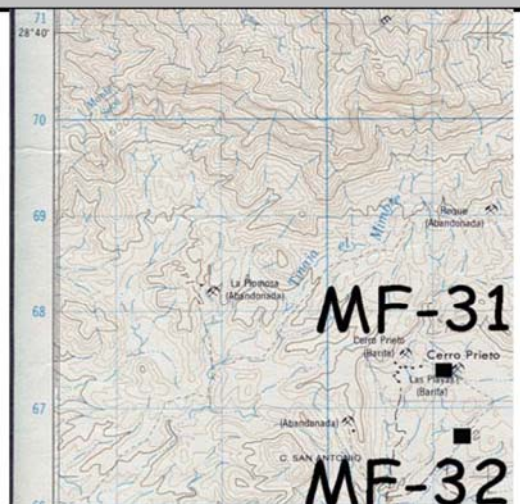
Estructura	Azimut	Inclin.
Buzamiento	268°	26.5°
Basculamiento		

IDENTIFICACIÓN DEL SITIO

MUESTRA No.	ΔY	Inclinación (I)	Azimut Sol	Hora
02M- 265	171° 30'	22° 12'		
02M- 266	179° 48'	14° 30'		
02M- 267	156° 12'	10° 54'		
02M- 268	134° 00'	15° 54'		
02M- 269	079° 30'	00° 00'		
02M- 270	041° 30'	01° 30'		
02M- 271	016° 48'	12° 42'		
02M- 272	180° 00'	09° 00'		

DESCRIPCIÓN DE CAMPO

El sitio de muestreo se encuentra a un lado del camino que conduce del Arroyo del Agua hacia Julimes. La facies corresponde a la zona intermedia de la Formación La Virgen (evaporitas) del Aptiano inferior, consistente en estratos delgados a medianos de caliza. La mayor parte del miembro inferior de evaporitas de esta formación desapareció por despegue de decollement.



PALEOMAGNETISMO DE LA PORCIÓN CENTRO-ORIENTAL DEL ESTADO DE CHIHUAHUA

REGISTRO DE MUESTRAS

Sitio de Muestreo	MF-33
--------------------------	-------

Localidad	Cañon de Navarrete
------------------	--------------------

Fecha	12 de diciembre de 2003
--------------	-------------------------

Coordenadas Geográficas	
Latitud Norte	30° 00.1066'
Longitud Oeste	104° 53.1038'

Estructura	Azimut	Inclin.
Buzamiento	170°	-65°
Basculamiento		

IDENTIFICACIÓN DEL SITIO

MUESTRA No.	ΔY	Inclinación (I)	Azimut Sol	Hora
02M- 273	132° 00'	06° 00'		
02M- 274	151° 00'	09° 00'		
02M- 275	159° 00'	09° 30'		
02M- 276	172° 00'	20° 30'		
02M- 277	173° 00'	10° 00'		
02M- 278	141° 00'	03° 12'		
02M- 279	146° 00'	09° 48'		
02M- 280	194° 30'	11° 30'		
02M-				
02M-				
02M-				

DESCRIPCIÓN DE CAMPO

De acuerdo con la descripción dada por Haengg (2002), el sitio se ubica en la Formación Finlay (Edwards) del Albiano Medio, en donde los estratos muestran una posición invertida por diapirismo tectónico. De ahí que, el valor de la inclinación sea negativo (-65°).



PALEOMAGNETISMO DE LA PORCIÓN CENTRO-ORIENTAL DEL ESTADO DE CHIHUAHUA

REGISTRO DE MUESTRAS

Sitio de Muestreo	MF-34
--------------------------	-------

Localidad	Mina Plomosas
------------------	---------------

Fecha	12 de diciembre de 2004
--------------	-------------------------

Coordenadas Geográficas	
Latitud Norte	29° 04.8552'
Longitud Oeste	105° 15.0250'

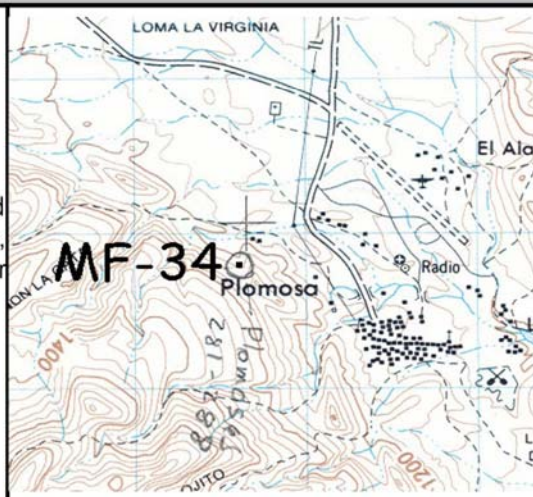
Estructura	Azimut	Inclin.
Buzamiento	57°	53°
Basculamientc		

IDENTIFICACIÓN DEL SITIO

MUESTRA No.	ΔY	Inclinación (I)	Azimut Sol	Hora
02M- 281	236° 00'	03° 30'		
02M- 282	318° 00'	29° 42'		
02M- 283	324° 30'	18° 00'		
02M- 284	326° 00'	20° 00'		
02M- 285	325° 00'	18° 30'		
02M- 286	321° 00'	25° 30'		
02M- 287	323° 30'	35° 30'		
02M- 288	324° 30'	36° 18'		
02M-				
02M-				
02M-				

DESCRIPCIÓN DE CAMPO

Estratos de la Formación El Pastor de edad Wolfcampiano Tardío - Leonardiano Temprano, contienen las muestras de núcleo en calizas de espesor mediano a masivo.



PALEOMAGNETISMO DE LA PORCIÓN CENTRO-ORIENTAL DEL ESTADO DE CHIHUAHUA

REGISTRO DE MUESTRAS

Sitio de Muestreo	MF-35
--------------------------	-------

Coordenadas Geográficas	
Latitud Norte	28° 57.1373'
Longitud Oeste	105° 13.0058'

Localidad	Mina Carrizalillo
------------------	-------------------

Estructura	Azimut	Inclin.
Buzamiento	122°	26°
Basculamiento		0°

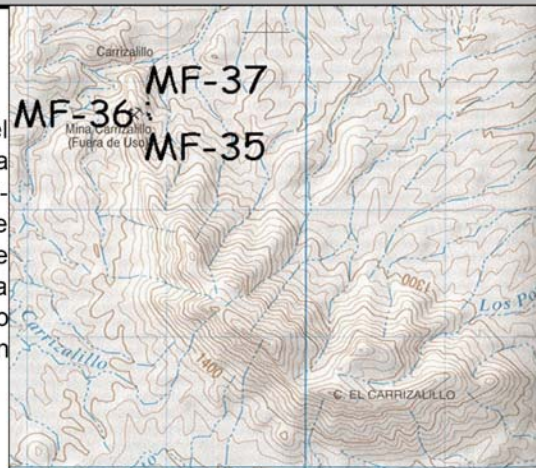
Fecha	21 de diciembre de 2004
--------------	-------------------------

IDENTIFICACIÓN DEL SITIO

MUESTRA No.	ΔY	Inclinación (I)	Azimut Sol	Hora
02M- 289	296° 18'	15° 00'		
02M- 290	299° 18'	17° 06'		
02M- 291	285° 00'	15° 00'		
02M- 292	273° 00'	19° 54'		
02M- 293	329° 00'	28° 54'		
02M- 294	322° 30'	22° 30'		
02M- 295	314° 30'	30° 30'		
02M- 296	316° 30'	33° 30'		
02M-				
02M-				
02M-				

DESCRIPCIÓN DE CAMPO

Unidad basal de la secuencia lito-estratigráfica del Estado de Chihuahua con edad precámbrica compuesta esencialmente de anfibolitas proterozoicas. El sitio MF-35, contiguo al MF-36, corresponde a un dique de composición granítica (aplita), de color blanco y fuerte fracturamiento con una orientación azimutal en la traza de 212°, buzando 26° al SE. El dique esta encajonado en la anfibolita. Las edades radiométricas de la sección Precámbrica flutúan entre 0.9 - 1.3 Ga.



PALEOMAGNETISMO DE LA PORCIÓN CENTRO-ORIENTAL DEL ESTADO DE CHIHUAHUA

REGISTRO DE MUESTRAS

Sitio de Muestreo	MF-36
--------------------------	-------

Localidad	Mina Carrizalillo
------------------	-------------------

Fecha	21 de diciembre de 2004
--------------	-------------------------

Coordenadas Geográficas	
Latitud Norte	28° 57.1529'
Longitud Oeste	105° 13.0165'

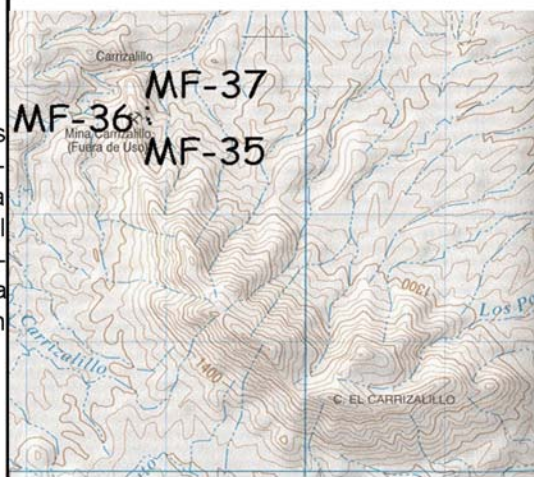
Estructura	Azimut	Inclin.
Buzamiento	244°	33°
Basculamiento		0°

IDENTIFICACIÓN DEL SITIO

MUESTRA No.	ΔY	Inclinación (I)	Azimut Sol	Hora
02M- 297	305° 00'	35° 00'		
02M- 298	009° 00'	42° 30'		
02M- 299	345° 30'	32° 30'		
02M- 300	337° 00'	16° 00'		
02M- 301	352° 30'	31° 30'		
02M- 302	352° 00'	36° 00'		
02M- 303	012° 30'	46° 00'		
02M- 304	018° 30'	30° 30'		
02M-				
02M-				
02M-				

DESCRIPCIÓN DE CAMPO

Unidad de anfibolitas precámbricas fechadas radiométricamente en edades que fluctúan entre 0.9 - 1.3 Ga. El sitio se ubica en el corte practicado en la roca para la instalación de maquinaria de mina, a un lado del camino de acceso a la mina que viene de la casa-dormitorio. La estructura relictas que muestra la anfibolita presenta un buzamiento de 33° de inclinación en dirección azimutal de 244°.



PALEOMAGNETISMO DE LA PORCIÓN CENTRO-ORIENTAL DEL ESTADO DE CHIHUAHUA

REGISTRO DE MUESTRAS

Sitio de Muestreo	MF-37
--------------------------	-------

Localidad	Mina Carrizalillo
------------------	-------------------

Fecha	21 de diciembre de 2004
--------------	-------------------------

Coordenadas Geográficas	
Latitud Norte	28° 57.1940'
Longitud Oeste	105° 13.0165'

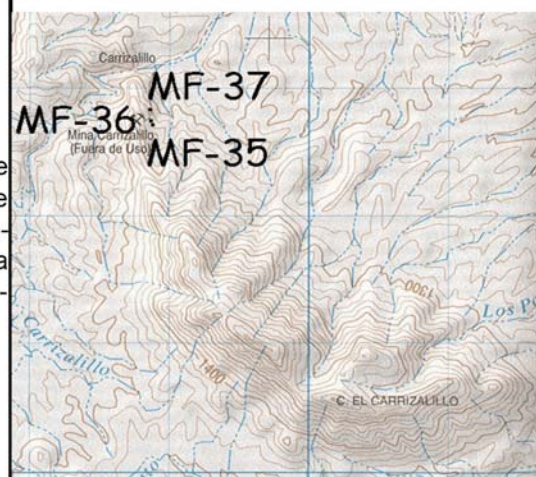
Estructura	Azimut	Inclin.
Buzamiento	244°	33°
Basculamiento		0°

IDENTIFICACIÓN DEL SITIO

MUESTRA No.	ΔY	Inclinación (I)	Azimut Sol	Hora
02M- 305	325° 00'	30° 00'		
02M- 306	002° 00'	29° 30'		
02M- 307	326° 30'	17° 00'		
02M- 308	321° 30'	23° 00'		
02M- 309	358° 00'	30° 00'		
02M- 310	244° 00'	21° 00'		
02M- 311	281° 30'	22° 00'		
02M-				
02M-				
02M-				
02M-				

DESCRIPCIÓN DE CAMPO

Afloramiento de anfibolita en el corte del camino que conduce de la casa-dormitorio a las instalaciones de mina. Esta unidad constituye la base de la columna lito-estratigráfica para el Estado de Chihuahua, fechada radiométricamente con edades que flutúan entre 0.9 - 1.3 Ga (Precámbrico Proterozoico).



PALEOMAGNETISMO DE LA PORCIÓN CENTRO-ORIENTAL DEL ESTADO DE CHIHUAHUA

REGISTRO DE MUESTRAS

Sitio de Muestreo	MF-38
--------------------------	-------

Localidad	Los Filtros, Sierra de Aldama
------------------	-------------------------------

Fecha	15 de enero de 2005
--------------	---------------------

Coordenadas Geográficas	
Latitud Norte	28° 56.0240'
Longitud Oeste	105° 59.7044'

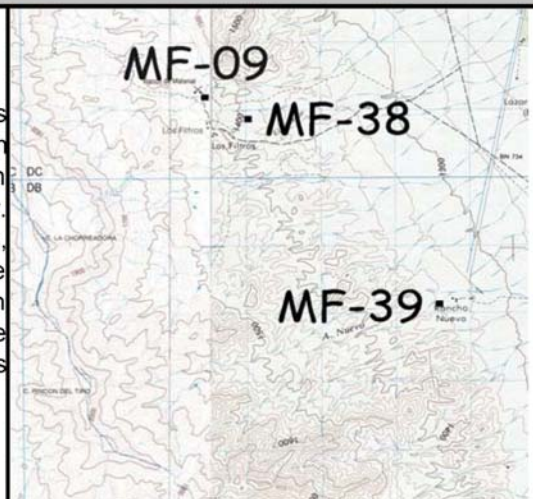
Estructura	Azimut	Inclin.
Buzamiento	290°	11°
Basculamientc	55°	5.26°

IDENTIFICACIÓN DEL SITIO

MUESTRA No.	ΔY	Inclinación (I)	Azimut Sol	Hora
02M- 312	163° 00'	21° 00'	164° 00'	11:20
02M- 313	076° 00'	19° 30'	173° 00'	11:55
02M- 314	091° 00'	14° 00'		
02M- 315	003° 30'	11° 00'		
02M- 316	289° 30'	10° 00'		
02M- 317	294° 00'	14° 30'		
02M- 318	088° 00'	16° 00'		
02M- 319	261° 00'	03° 00'	188° 00'	12:40
02M-				
02M-				
02M-				

DESCRIPCIÓN DE CAMPO

Bloque tectónico constituido de anfibolitas con diques graníticos y pegmatitas que presentan una orientación N20°E en la traza y 11°NW en su buzamiento, con aproximadamente 90 m de largo por 10 m de espesor. Este bloque está encajonado por pizarras, limolitas, areniscas y algunos estratos delgados de caliza, que conforman una secuencia tipo flysch, con aproximadamente la misma orientación que el dique granítico. La edad radiométrica asignada a los bloques tectónicos fluctúa entre 0.9 - 1.3 Ga.



PALEOMAGNETISMO DE LA PORCIÓN CENTRO-ORIENTAL DEL ESTADO DE CHIHUAHUA

REGISTRO DE MUESTRAS

Sitio de Muestreo	MF-39
--------------------------	-------

Coordenadas Geográficas	
Latitud Norte	28° 54.5582'
Longitud Oeste	105° 58.1123'

Localidad	Rancho Nuevo
------------------	--------------

Estructura	Azimut	Inclin.
Buzamiento	272°	39°
Basculamientc	55°	5.26°

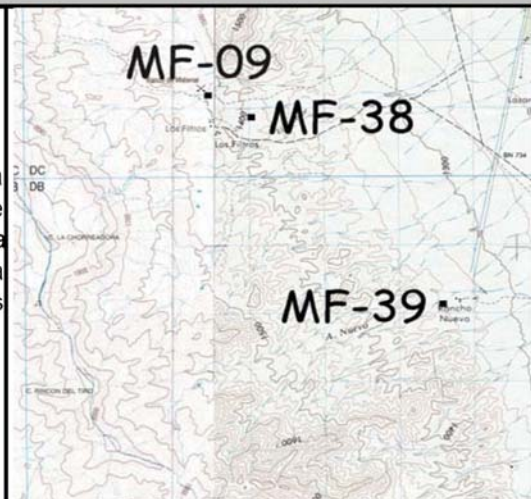
Fecha	15 de enero de 2005
--------------	---------------------

IDENTIFICACIÓN DEL SITIO

MUESTRA No.	ΔY	Inclinación (I)	Azimut Sol	Hora
02M- 320	314° 00'	14° 00'	223° 00'	14:51
02M- 321	336° 00'	05° 00'	224° 00'	14:55
02M- 322	300° 00'	05° 30'	223° 00'	14:57
02M- 323	333° 30'	12° 00'		
02M- 324	320° 30'	06° 42'		
02M- 325	072° 00'	22° 30'	227° 00'	15:16
02M- 326	154° 00'	19° 00'	227° 00'	15:20
02M- 327	169° 30'	28° 30'	227° 30'	15:25
02M-				
02M-				
02M-				

DESCRIPCIÓN DE CAMPO

Bloque tectónico constituido por estratos medianos a gruesos de caliza con fusulínidos, con un fragmento de basalto en su parte central, embebidos en la secuencia tipo flysch de la Formación Rara, equivalente a la Formación Tesnus de la Cuenca de Marathon, Tx. Los fusulínidos asignan una edad Pérmica.



PALEOMAGNETISMO DE LA PORCIÓN CENTRO-ORIENTAL DEL ESTADO DE CHIHUAHUA

REGISTRO DE MUESTRAS

Sitio de Muestreo	MF-40
--------------------------	-------

Coordenadas Geográficas	
Latitud Norte	28° 57.5000'
Longitud Oeste	105° 41.8335'

Localidad	Sierra de Gomez, corte carretera Aldama-Coyame
------------------	--

Estructura	Azimet	Inclin.
Echado		00°
Basculamientc		

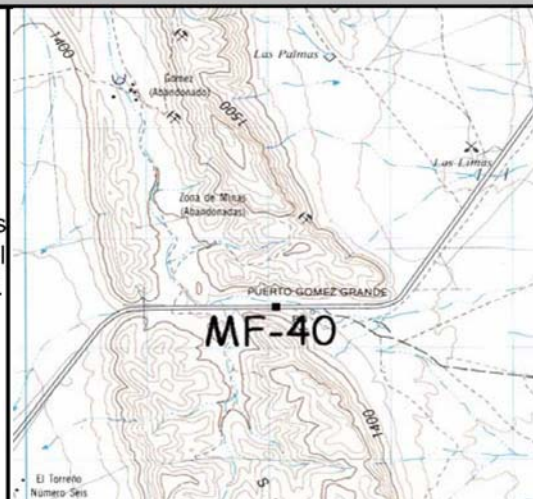
Fecha	16 de enero de 2005
--------------	---------------------

IDENTIFICACIÓN DEL SITIO

MUESTRA No.	ΔY	Inclinación (I)	Azimet Sol	Hora
02M- 328	124° 00'	46° 30'	169° 00'	11:36
02M- 329	085° 30'	48° 30'	173° 00'	11:52
02M- 330	093° 00'	39° 00'	176° 00'	12:02
02M- 331	085° 00'	43° 00'		
02M- 332	076° 00'	46° 48'		
02M- 333	079° 00'	44° 00'		
02M- 334	109° 30'	32° 30'	183° 00'	12:20
02M- 335	260° 00'	39° 00'		
02M- 336	259° 00'	37° 00'		
02M- 337	265° 00'	40° 30'		
02M- 338	289° 30'	51° 30'		

DESCRIPCIÓN DE CAMPO

El sitio se ubica en el corte carretero donde los estratos de caliza equivalentes a la Formación Georgetown del Albiano Superior, se encuentran en posición horizontal.



PALEOMAGNETISMO DE LA PORCIÓN CENTRO-ORIENTAL DEL ESTADO DE CHIHUAHUA

REGISTRO DE MUESTRAS

Sitio de Muestreo	MF-41
--------------------------	-------

Localidad	Sierra del Morrión
------------------	--------------------

Fecha	16 de Enero de 2005
--------------	---------------------

Coordenadas Geográficas	
Latitud Norte	29° 04.6354'
Longitud Oeste	105° 35.6754'

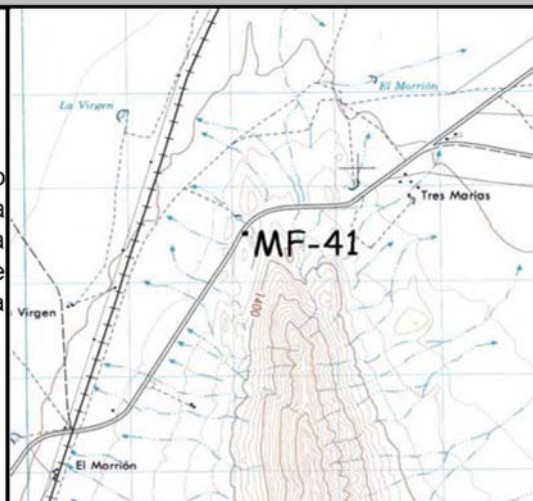
Estructura	Azimet	Inclin.
Buzamiento	282°	39°
Basculamiento		

IDENTIFICACIÓN DEL SITIO

MUESTRA No.	ΔY	Inclinación (I)	Azimet Sol	Hora
02M- 339	202° 00'	32° 00'	221° 00'	14:34
02M- 340	202° 00'	30° 00'	220° 00'	14:37
02M- 341	201° 00'	35° 30'		
02M- 342	202° 00'	35° 00'	222° 00'	14:48
02M- 343	212° 00'	25° 00'		
02M- 344	203° 30'	39° 00'	224° 00'	14:56
02M- 345	198° 30'	38° 00'	225° 00'	15:00
02M- 346	200° 00'	29° 00'		
02M-				
02M-				
02M-				

DESCRIPCIÓN DE CAMPO

El sitio de muestreo se ubica sobre el corte carretero oriental, en estratos medianos de la cima de la Formación Georgetown del Albano Superior. La estructura geológica conforma un pliegue anticlinal que desaparece bajo el aluvión en este extremo norte de la Sierra El Morrión.



PALEOMAGNETISMO DE LA PORCIÓN CENTRO-ORIENTAL DEL ESTADO DE CHIHUAHUA

REGISTRO DE MUESTRAS

Sitio de Muestreo	MF-42
--------------------------	-------

Localidad	Presa derivadora Ing. Fernando Foglio M
------------------	---

Fecha	17 de Enero de 2005
--------------	---------------------

Coordenadas Geográficas	
Latitud Norte	29° 30.2759'
Longitud Oeste	104° 42.8517'

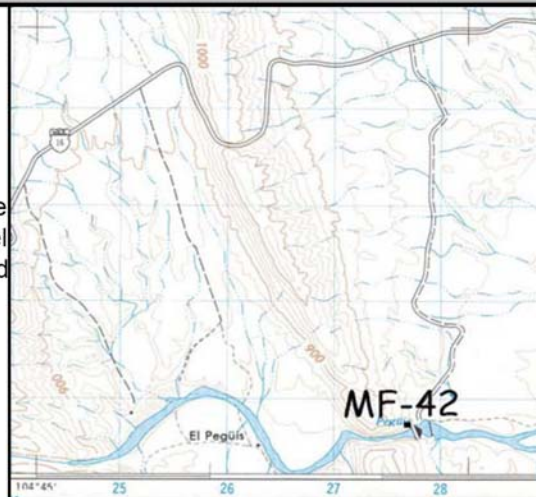
Estructura	Azimut	Inclin.
Buzamiento	93°	18°
Basculamiento		

IDENTIFICACIÓN DEL SITIO

MUESTRA No.	ΔY	Inclinación (I)	Azimut Sol	Hora
02M- 347	354° 00'	25° 30'		
02M- 348	036° 30'	26° 30'		
02M- 349	310° 30'	21° 00'		
02M- 350	280° 00'	26° 48'		
02M- 351	297° 00'	19° 00'		
02M- 352	326° 30'	27° 30'		
02M- 353	290° 00'	25° 30'		
02M- 354	274° 30'	17° 00'		
02M- 355	279° 00'	37° 30'		
02M- 356	054° 00'	20° 00'		
02M-				

DESCRIPCIÓN DE CAMPO

El sitio de muestreo se ubica en la cima del estrato de caliza de la Formación Georgetown (Loma Plata) del Albiano Superior, en contacto con la unidad suprayacente Fm. Del Río del Cenomaniano.



PALEOMAGNETISMO DE LA PORCIÓN CENTRO-ORIENTAL DEL ESTADO DE CHIHUAHUA

REGISTRO DE MUESTRAS

Sitio de Muestreo	MF-43
--------------------------	-------

Localidad	Sierra El Fortín
------------------	------------------

Fecha	18 de Enero de 2005
--------------	---------------------

Coordenadas Geográficas	
Latitud Norte	29° 34.7375'
Longitud Oeste	104° 54.0645'

Estructura	Azimut	Inclin.
Buzamiento	74°	27°
Basculamientc		

IDENTIFICACIÓN DEL SITIO

MUESTRA No.	ΔY	Inclinación (I)	Azimut Sol	Hora
02M- 357	312° 30'	22° 00'	204° 00'	13:20
02M- 358	331° 00'	19° 00'	207° 00'	13:28
02M- 359	322° 00'	19° 30'	208° 00'	13:37
02M- 360	307° 30'	19° 48'	209° 00'	13:42
02M- 361	295° 30'	31° 00'	210° 00'	13:46
02M- 362	296° 00'	27° 00'		
02M- 363	299° 00'	29° 30'		
02M- 364	309° 00'	22° 24'		
02M-				
02M-				
02M-				

DESCRIPCIÓN DE CAMPO

El sitio de muestreo se ubica en el estrato de la cima de la Formación Georgetown (Loma Plata), del Albiano Superior, en la Sierra El Fortín, justo en el parteaguas contiguo a la cuneta de la carretera Coyame - Ojinaga.



PALEOMAGNETISMO DE LA PORCIÓN CENTRO-ORIENTAL DEL ESTADO DE CHIHUAHUA

REGISTRO DE MUESTRAS

Sitio de Muestreo	MF-44
--------------------------	-------

Coordenadas Geográficas	
Latitud Norte	28° 41.2850'
Longitud Oeste	106° 02.4458'

Localidad	Mina La Prieta
------------------	----------------

Estructura	Azimut	Inclin.
Buzamiento	117°	24°
Basculamiento		

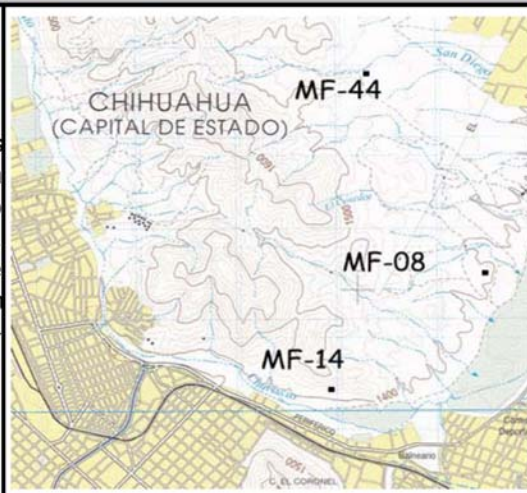
Fecha	20 de Enero de 2005
--------------	---------------------

IDENTIFICACIÓN DEL SITIO

MUESTRA No.	ΔY	Inclinación (I)	Azimut Sol	Hora
02M- 365	279° 00'	16° 30'		
02M- 366	231° 00'	05° 30'		
02M- 367	232° 00'	09° 00'		
02M- 368	254° 00'	10° 00'		
02M- 369	342° 00'	15° 00'		
02M- 370	349° 00'	12° 30'		
02M- 371	297° 00'	12° 00'		
02M- 372	294° 00'	13° 30'		
02M-				
02M-				
02M-				

DESCRIPCIÓN DE CAMPO

El sitio de muestreo se ubica en los estratos superiores de la unidad calcárea equivalente a la Formación Georgetown del Albiano Superior, en un punto cercano a la Mina La Prieta en la Sierra de Nombre de Dios. Característicamente, es uno de los puntos donde afloran las calizas del Cretácico que se encuentran cubiertas por derrames riolíticos del límite Cretácico-Terciario fechados por Mauger, 1983.



APÉNDICE D

MEDIAS DE FISHER DE ESPECÍMENES Y SITIOS PALEOMAGNÉTICOS

Identificación	Muestras utilizadas n	Media Estadística de Fisher por Sitio						Estratigráfico		
		Núcleo			Geográfico			Inclin.	Declin.	α_{95}
		Inclin.	Declin.	α_{95}	Inclin.	Declin.	α_{95}			
MF0101A	3	-44,7	95,4	4,9	-40,8	118,8	4,9	-40,8	132,8	4,9
MF0102A	3	-26,7	312,5	4,4	-39	139,1	4,4	-33,8	150,3	4,4
MF0103A	3	-26,5	314,3	4,6	-40,9	137,6	4,6	-36	149,8	4,6
MF0103D	3	-20,4	300,5	15,2	-30,5	126	15,2	-29,2	135,2	15,2
MF0104A	3	-46,4	251,5	6,4	-37,6	138,6	6,4	-32,6	149,3	6,4
MF0105A	3	-66,3	187,4	3,5	-43,9	142,1	3,5	-37,7	155	3,5
MF0106C	3	-56,3	160,1	4,8	-43,4	74,9	4,8	-54,7	88,2	4,8
MF0107B	3	-48,5	261,9	3,5	-43,3	139,4	3,5	-37,8	152,4	3,5
MF0108C	3	-59,9	227,6	2,6	-45,1	124,6	2,6	-43,3	140,2	2,6
N_MF001	5	-50,5	281	36,3	-40,9	139,3	2,8	-35,6	151,3	2,8

Identificación	Muestras utilizadas n	Media Estadística de Fisher por Sitio								
		Núcleo			Geográfico			Estratégico		
		Inclin.	Declin.	α ₉₅	Inclin.	Declin.	α ₉₅	Inclin.	Declin.	α ₉₅
MF0209C	3	49,9	123,4	6	54,1	325,9	6	54	327,2	6
MF0210C	3	57,3	114,2	7,3	54,7	322,6	7,3	54,7	324	7,3
MF0211B	3	73	146	13,6	62,6	328,8	13,6	62,5	330,7	13,6
MF0212C	3	64,5	33,3	5,2	55,8	328,3	5,2	55,6	329,7	5,2
MF0213C	3	84	102,5	9	56,8	320,7	9	56,8	322,3	9
MF0214B	3	57,4	122,8	8,3	59,1	311,4	8,3	59,3	313,1	8,3
MF0215A	3	51,9	118	29,9	54	293	29,9	54,5	294,2	29,9
MF0216D	3	73,2	265,5	3,9	57,2	335,9	3,9	56,9	337,4	3,9
N_MF002	6	76,1	112	20,2	57	326,9	3,5	56,8	328,4	3,5

Identificación	Muestras utilizadas n	Media Estadística de Fisher por Sitio						Estratigráfico		
		Núcleo			Geográfico			Inclin.	Declin.	α_{95}
		Inclin.	Declin.	α_{95}	Inclin.	Declin.	α_{95}	Inclin.	Declin.	α_{95}
MF0317A	3	61,8	143,6	10,1	72,9	305,9	10,1	73,7	308,1	10,1
MF0317D	3	38,5	143,2	10,5	57,8	351,5	10,5	57,8	353,1	10,5
MF0318D	3	37,3	146,6	11,5	59,2	354,7	11,5	59,2	356,3	11,5
MF0319B	3	56,2	159,7	5,2	78,7	281,7	5,2	79,7	283,3	5,2
MF0319D	3	19,5	173,7	15,8	53,2	11	15,8	52,9	12,3	15,8
MF0320C	3	28,9	166,1	12,8	58,4	5,9	12,8	58,2	7,5	12,8
MF0321C	3	43,9	298,7	12,4	42,4	346,1	12,4	42,6	347	12,4
MF0322B	3	76,2	246,7	4,5	55,9	0,1	4,5	55,8	1,5	4,5
MF0322C	3	65,9	259,3	21,3	50,4	344	21,3	50,6	345,2	21,3
MF0323C	3	65,3	263,2	5	49,5	325,9	5	49,9	326,9	5
MF0324C	3	40,9	241,3	12,9	47,4	324,6	12,9	47,9	325,5	12,9
N_MF003	9	60,5	198,5	28,5	53,7	348,2	7,3	53,8	349,6	7,3

Identificación	Muestras utilizadas n	Media Estadística de Fisher por Sitio						Estratigráfico		α ₉₅
		Núcleo			Geográfico					
		Inclin.	Declin.	α ₉₅	Inclin.	Declin.	α ₉₅	Inclin.	Declin.	α ₉₅
025A	4	72	151,5	6,2	61,7	343,1	6,2	61,9	344,9	6,2
026A	3	43,4	133	26,7	53,3	3,7	26,7	53,1	5,1	26,7
027B	3	71,6	83	9,2	48,2	18	9,2	47,8	19	9,2
028A	5	80,5	183,2	3,4	64,5	337,8	3,4	64,8	339,8	3,4
029A	4	71,7	213,1	6	66	255,1	6	67	254,7	6
030B	3	22,9	324,1	7,2	2,1	201,3	7,2	2,6	201,2	7,2
030C	3	-21,9	225,7	44,5	-3,7	95,7	44,5	-4,7	95,7	44,5
N_MF004	4	69,6	132,3	23,7	58	358,5	14,4	57,9	0,1	14,4

Identificación	Muestras utilizadas n	Media Estadística de Fisher por Sitio								
		Núcleo			Geográfico			Estratigráfico		
		Inclin.	Declin.	α ₉₅	Inclin.	Declin.	α ₉₅	Inclin.	Declin.	α ₉₅
Ben531c	11	-47,8	58,9	1,7	-53,7	138,7	1,7	-53,5	190	1,7
Ben531d	4	-45,5	54,5	3,9	-54,9	182,6	3,9	-54,8	184	3,9
Ben532c	5	-28,1	355,7	2,5	-48	181,8	2,5	-47,9	182,9	2,5
Ben534c	5	-44,2	316,2	2,8	-52,7	170,9	2,8	-52,8	172,3	2,8
Ben535b	3	-33,6	340,8	5,9	-52,1	170,5	5,9	-52,1	171,8	5,9
Ben536c	3	-25,5	352,6	5,9	-46,2	181,4	5,9	-46,1	182,4	5,9
Ben537d	7	-24,9	328,5	1,5	-52,7	179,6	1,5	-52,6	180,9	1,5
Ben538b	3	-18,3	326,5	3,1	-53,7	179,6	3,1	-53,6	181	3,1
N_MF005	7	-34,5	344,7	20,9	-51,6	178,1	3,3	-51,5	179,4	3,3

Identificación	Muestras utilizadas n	Media Estadística de Fisher por Sitio								
		Núcleo			Geográfico			Estratigráfico		
		Inclin.	Declin.	α ₉₅	Inclin.	Declin.	α ₉₅	Inclin.	Declin.	α ₉₅
rp639b	8	21,2	230,9	2,9	34,2	353,5	2,9	33,4	355	2,9
rp639e	4	5,7	225	9,6	21,5	341,6	9,6	21,2	342,6	9,6
rp640b	4	26	295,1	20	17,8	340,8	20	17,5	341,5	20
rp640e	3	43,4	321,4	21,3	29,1	8,2	21,3	27,8	9,3	21,3
rp641d	12	45,8	291,7	2,6	39,3	351,7	2,6	38,6	353,5	2,6
rp641e	3	43,8	300,8	10,6	35,6	358,8	10,6	34,6	0,3	10,6
rp642c	4	13,3	199,8	8,6	29,7	328,8	8,6	29,9	330,2	8,6
rp643c	4	2,9	221,5	13	21,2	356,2	13	20,3	357	13
rp644d	4	33,4	287	8,5	28	348,2	8,5	27,4	349,5	8,5
rp645b	6	63,7	356,9	2,6	28,2	319,4	2,6	28,8	320,7	2,6
rp645d	7	51,1	24,7	2,9	17,6	337	2,9	17,5	337,8	2,9
rp646e	3	15,2	113,1	7,8	27,2	354,4	7,8	26,4	355,5	7,8
rp647d	3	7,8	127,3	8,7	22,2	356,1	8,7	21,4	357	8,7
rp648d	3	35,7	102,2	6,3	35,7	344,3	6,3	35,3	346	6,3
rp649c	3	5,8	130,1	4,2	34	340,9	4,2	33,7	342,5	4,2
N_MF006	9	56,7	185,6	62,3	31	351,7	5,2	30,2	353,1	5,2

Identificación	Muestras utilizadas n	Media Estadística de Fisher por Sitio								
		Núcleo			Geográfico			Estratigráfico		
		Inclin.	Declin.	α ₉₅	Inclin.	Declin.	α ₉₅	Inclin.	Declin.	α ₉₅
rp750c	3	-30,1	304,1	1,3	-30,7	150,6	1,3	-30,9	152,1	1,3
rp751c	4	-31,1	173,6	1,9	-30,6	161,7	1,9	-30,3	163,1	1,9
rp752c	4	-30	215,7	1,5	-29,8	163,7	1,5	-29,4	165	1,5
rp753c	4	-30,5	106,7	7	-30,2	166,3	7	-29,7	167,7	7
rp754c	10	-29,6	71,7	0,9	-29,6	152,7	0,9	-29,6	154,1	0,9
rp755c	5	-31,7	102,3	1,2	-31,5	156,6	1,2	-31,4	158	1,2
rp756c	5	-32,1	212,2	1,6	-30	173,4	1,6	-29,2	174,7	1,6
rp757c	4	-31,9	189,6	1,2	-30	161,4	1,2	-29,7	162,7	1,2
N_MF007	6	-40,9	169,5	38,3	-30,5	163,8	4,1	-30,1	165,2	4,1

Identificación	Muestras utilizadas n	Media Estadística de Fisher por Sitio								
		Núcleo			Geográfico			Estratigráfico		
		Inclin.	Declin.	α ₉₅	Inclin.	Declin.	α ₉₅	Inclin.	Declin.	α ₉₅
mf0858a	6	-11,5	295,1	2,8	-27,4	297,1	2,8	-25,6	296,3	2,8
mf0859c	3	47,3	281,4	2,2	39,1	334,1	2,2	39,5	336	2,2
59cANTI	3	-47	101	2	-39	154	2	-40	156	2
mf0859d	7	-20,6	181,1	2,1	9,9	180,1	2,1	10,6	179,6	2,1
59dANTI	7	20	1	2	-10	360	2	-11	360	2
mf0860b	3	-20,3	177,2	13,2	10,2	176,3	13,2	10,7	175,9	13,2
60bANTI	3	20	357	13	-10	356	13	-11	356	13
mf0861b	4	8	53,9	3,6	-6,3	90,6	3,6	-8,6	90,7	3,6
mf0862b	4	15,3	67,9	2,5	-8,4	84,6	2,5	-10,8	84,7	2,5
mf0863a	4	11,4	70,5	2,2	-11	89,8	2,2	-13,3	89,9	2,2
mf0864a	3	7,8	32,5	5,5	-14,9	100,5	5,5	-17,1	100,8	5,5
mf0865c	4	69,7	348,5	8,5	50,9	28,7	8,5	49,3	30,7	8,5
65cANTI	4	-70	168	9	-51	209	9	-49	211	9
mf0866b	3	7,8	48,5	4	-5,3	106,2	4	-7,3	106,3	4
N_MF008	5	10,3	54,6	14,9	-9,3	94,3	9	-11,5	94,5	9

Identificación	Muestras utilizadas n	Media Estadística de Fisher por Sitio								
		Núcleo			Geográfico			Estratigráfico		
		Inclin.	Declin.	α ₉₅	Inclin.	Declin.	α ₉₅	Inclin.	Declin.	α ₉₅
mf0967c	3	-30,5	166,2	5,8	-15,4	50,7	5,8	-22,1	50	5,8
mf0968c	4	-17,1	165,6	6,7	-4,5	57,2	6,7	-11,4	57,1	6,7
mf0969c	4	-24,8	177,4	8,7	-11,8	59,6	8,7	-18,8	59,3	8,7
mf0970c	5	-17,5	174,8	6,8	-8,5	55,5	6,8	-15,4	55,2	6,8
mf0971b	4	-25,9	152,5	12,9	-15,1	53,5	12,9	-21,9	52,9	12,9
mf0971c	3	-24	161,3	10	-12,6	61,6	10	-19,6	61,4	10
mf0972c	5	-13,5	149,1	4,5	-3,2	53	4,5	-10	52,8	4,5
mf0973c	8	-23,6	162,2	4,2	-12,6	53,8	4,2	-19,5	53,3	4,2
mf0974c	5	-15,8	131	4,8	-10,1	65,4	4,8	-17,1	65,4	4,8
N_MF009	9	-22	159,9	9,3	-10,5	56,7	4	-17,4	56,4	4

Identificación	Muestras utilizadas n	Media Estadística de Fisher por Sitio						Estratigráfico		
		Núcleo			Geográfico			Inclin.	Declin.	α_{95}
		Inclin.	Declin.	α_{95}	Inclin.	Declin.	α_{95}	Inclin.	Declin.	α_{95}
mf1075a	9	-11,4	237,9	0,8	-11,1	189,8	0,8	-2,4	190,9	0,8
mf1075b	3	-11,5	237,9	1	-11,2	189,8	1	-22,6	171,4	8,3
mf1076a	6	-19,5	161,6	0,9	-5,2	174,1	0,9	-0,1	174,2	0,7
mf1076c	3	-12,8	161	2,7	1,5	173	2,7	7,1	172,2	2,7
mf1077b	4	-65,3	173,7	2,9	-55,4	184,9	2,9	-46,7	195,6	2,9
mf1078c	3	-62,1	159,7	0,9	-53,6	191,1	0,9	-44,1	200	0,9
mf1079b	3	-48,9	257,9	3	-46,4	184,5	3	-38	192,5	3
mf1080b	3	-41,4	274,2	4,3	-41,2	185,6	4,3	-32,7	192,2	4,3
mf1081c	3	-46,1	246,3	3,7	-42,4	179,9	3,7	-34,7	187,5	3,7
mf1082c	3	-44,8	125,1	7,1	-36,2	217	7,1	-24,5	219,1	7,1
mf1083c	3	-54,1	16,9	10,3	-61,6	179	10,3	-53,5	193,6	10,3
N_MF010	5	-60,9	236,3	29	-47,9	185	6,6	-39,3	193,3	6,6

Identificación	Muestras utilizadas n	Media Estadística de Fisher por Sitio									
		Núcleo			Geográfico			Estratigráfico			
		Inclin.	Declin.	α ₉₅	Inclin.	Declin.	α ₉₅	Inclin.	Declin.	α ₉₅	
mf1184b	4	67	320,8	0,2	56,8	339,1	0,2	47,6	325,3	0,2	
mf1184c	12	66	323,2	0,9	55,6	340,4	0,9	46,7	326,9	0,9	
mf1185a	11	72,4	303,3	0,7	59,6	320	0,7	47,7	309,9	0,7	
mf1185c	6	71,4	315	0,7	57,2	325,4	0,7	45,9	314,7	0,7	
mf1186b	12	69,3	309,2	0,6	59,8	308,4	0,6	46,8	301,3	0,6	
mf1187a	12	65	294,9	0,7	59,5	317,5	0,7	47,3	308,1	0,7	
mf1187d	8	65	300,1	0,3	58,9	321,6	0,3	47,1	311,3	0,3	
mf1188b	11	67,2	294,5	0,6	59,2	315	0,6	46,8	306,3	0,6	
mf1189b	12	74	329,9	0,6	59,1	319,9	0,6	47,2	309,9	0,6	
mf1190a	9	68,7	298,4	0,7	58,8	317,5	0,7	46,6	308,3	0,7	
mf1191a	12	70,9	300,6	0,5	59,5	318,7	0,5	47,5	308,9	0,5	
mf1192c	12	62,8	26,6	0,9	57,3	322,2	0,9	45,7	312,3	0,9	
N_MF011	11	70,3	314,5	6	58,6	323,6	2,7	47,1	312,9	2,7	

Identificación	Muestras utilizadas n	Media Estadística de Fisher por Sitio						Estratigráfico		
		Núcleo			Geográfico			Inclin.	Declin.	α_{95}
		Inclin.	Declin.	α_{95}	Inclin.	Declin.	α_{95}			
mf1293d	3	-52,5	145,7	8,7	-42,6	242,2	8,7	-38,7	240,9	8,7
mf1294c	4	-52,1	147,5	2,9	-43,4	236	2,9	-39,3	235	2,9
mf1295a	12	49,9	342,8	1,3	36,9	297,2	1,3	37,7	300,4	1,3
mf1295c	3	-42,2	284,7	14,5	-44,2	223,1	14,5	-40	222,9	14,5
mf1296c	3	-60,5	229,6	5,9	-36,5	231,3	5,9	-32,3	230,7	5,9
mf1297a	11	41,2	317,7	0,5	38,9	311,9	0,5	38,7	315,3	0,5
mf1298c	3	-44,6	165,6	8	-33,9	230,2	8	-29,7	229,7	8
mf1299b	3	-48,1	164,5	3,3	-45,7	233,7	3,3	-41,6	232,8	3,3
mf1299c	3	-45,9	201,1	3	-42,6	210,9	3	-38,5	211,4	3
N_MF012	6	-58,9	194	28	-41,3	227,6	6,9	-37,2	227,2	6,9

Identificación	Muestras utilizadas n	Media Estadística de Fisher por Sitio								
		Núcleo			Geográfico					
		Inclin.	Declin.	α ₉₅	Inclin.	Declin.	α ₉₅	Inclin.	Declin.	α ₉₅
mf1302b	8	-32,9	318,6	1,3	-35,8	160,2	1,3	-34,7	165,8	1,3
mf1303b	5	-79,4	150,6	1,4	-76	21,1	1,4	-80,1	347,5	1,4
mf1304b	5	-30,9	301,5	2,3	-33,1	153,1	2,3	-33	158,3	2,3
mf1305a	10	-30,2	319,7	0,6	-33,6	149,8	0,6	-34	155,2	0,6
mf1306a	9	-30,2	310,6	0,6	-33,4	155,2	0,6	-33	160,4	0,6
mf1307a	13	-29,6	319,9	0,7	-34,4	154,2	0,7	-34,2	159,6	0,7
mf1308a	11	-31,8	311,9	0,8	-33,8	154,5	0,8	-33,5	159,8	0,8
mf1309b	8	-31,9	292,7	0,6	-33,4	143,4	0,6	-34,6	148,7	0,6
mf1310b	8	-30,8	304,5	0,4	-34,1	152,8	0,4	-34	158,3	0,4
mf1310d	4	-30,8	292,2	0,9	-32,9	140,2	0,9	-34,6	145,4	0,9
mf1311b	9	-31,3	286,9	0,8	-33,1	154,1	0,8	-32,9	159,4	0,8
mf1312b	7	-31,5	302,4	0,8	-34,5	148	0,8	-35,1	153,6	0,8
N_MF013	8	-31,4	309,3	6,7	-33,9	154,2	1,8	-33,7	159,6	1,8

Identificación	Muestras utilizadas n	Media Estadística de Fisher por Sitio								
		Núcleo			Geográfico					
		Inclin.	Declin.	Q ₉₅	Inclin.	Declin.	Q ₉₅	Inclin.	Declin.	Q ₉₅
113b	3	-61,4	137,3	5,3	-17,2	184,6	5,3	-16,3	185,3	5,3
114d	4	-66,7	148,2	1,2	-27,7	184,9	1,2	-26,9	186	1,2
115a	3	-70,5	107,5	2,8	-29,6	173,5	2,8	-29,2	174,9	2,8
116b	3	-68,6	175,6	3	-18,7	178,3	3	-18,1	179,1	3
117c	3	-60,4	99	3,2	-24,1	175,6	3,2	-23,7	176,7	3,2
118b	3	-57	118,7	6,8	-22	180	6,8	-21,3	180,9	6,8
119a	4	-34,7	90,1	3,7	-25,8	175,6	3,7	-25,3	176,7	3,7
120c	3	-44,6	94,3	3,8	-29,1	175,7	3,8	-28,6	176,9	3,8
N_MF014	6	-58,5	106,8	17,2	-24,9	176,5	3,9	-24,4	177,6	3,9

Identificación	Muestras utilizadas n	Media Estadística de Fisher por Sitio								
		Núcleo			Geográfico			Estratigráfico		
		Inclin.	Declin.	α ₉₅	Inclin.	Declin.	α ₉₅	Inclin.	Declin.	α ₉₅
mf1521c	5	-46,1	144,1	2,9	-39,9	310,5	2,9	-49,3	301,5	2,9
mf1522a	5	-44	136,6	3,6	-38,3	307,9	3,6	-47,3	299,1	3,6
mf1523a	13	-20,9	40,8	1,7	-31,2	294,5	1,7	-37,8	286,8	1,7
mf1524c	7	-31,6	41,8	2,9	-34,6	304	2,9	-43	296	2,9
mf1525a	5	-25,4	350,1	3,4	-33,7	288,3	3,4	-39	279,4	3,4
mf1526a	7	-30,1	55,1	1,7	-35	288,9	1,7	-40,4	279,7	1,7
mf1527b	8	-27,2	40,4	2,3	-35,3	285,4	2,3	-39,9	276	2,3
mf1527c	7	-28,6	42,3	1,6	-36,4	287,8	1,6	-41,5	278	1,6
mf1528b	4	-28,2	31,9	4,1	-34,9	294,1	4,1	-41,4	285,2	4,1
N_MF015	9	-39,3	48,9	26,4	-35,8	295,5	5,1	-42,5	286,4	5,1

Identificación	Muestras utilizadas n	Media Estadística de Fisher por Sitio								
		Núcleo			Geográfico			Estratigráfico		
		Inclin.	Declin.	Q ₉₅	Inclin.	Declin.	Q ₉₅	Inclin.	Declin.	Q ₉₅
mf1630a	4	-22,5	72,7	2,6	-25	199,8	2,6	-24,9	197,9	2,6
mf1631d	5	-37,4	71,4	2,1	-38,6	190,3	2,1	-37,8	187,3	2,1
mf1632c	9	-33,4	71,4	1	-35,5	194,3	1	-35	191,4	1
mf1633a	4	-29,2	79,7	2	-30,2	188,5	2	-29,3	186,2	2
mf1634d	4	-30,6	176,5	4,6	-25,1	196,7	4,6	-24,8	194,8	4,6
mf1635c	7	-35,4	128	1,2	-30,9	192,5	1,2	-30,3	190,2	1,2
mf1636a	4	-33,7	80,7	5,1	-34,5	200,2	5,1	-34,4	197,5	5,1
N_MF016	4	-36,1	86,7	26,1	-33,8	191,4	5,1	-33,1	188,8	5,1

Identificación	Muestras utilizadas n	Media Estadística de Fisher por Sitio								
		Núcleo			Geográfico			Estratigráfico		
		Inclin.	Declin.	α ₉₅	Inclin.	Declin.	α ₉₅	Inclin.	Declin.	α ₉₅
147A	4	18,7	319,8	9	16,9	60,3	9	12,6	59,6	9
147D	4	-11,8	217,2	13,3	-9,9	317	13,3	-11,4	316,1	13,3
148A	6	54,3	307,6	4,7	46	44,2	4,7	41,2	43	4,7
148D	5	-44,5	106,4	8,7	-40,1	202,6	8,7	-35,1	203,1	8,7
148DANT	5	45	286	9	40	23	9	35	23	9
149D	3	-16,8	92	7,4	-16,8	307,4	7,4	-17,4	305,8	7,4
N_MF018	3	40,3	306	36	35,4	43,9	34,5	30,5	43	34,8

Identificación	Muestras utilizadas n	Media Estadística de Fisher por Sitio								
		Núcleo			Geográfico			Estratigráfico		
		Inclin.	Declin.	α ₉₅	Inclin.	Declin.	α ₉₅	Inclin.	Declin.	α ₉₅
mf1851a	5	-69,9	186,1	1,3	-56,5	145,8	1,3	-52,9	174,2	1,3
mf1852a	6	-61,1	208,2	1,3	-55,3	157,6	1,3	-48,3	181,9	1,3
mf1853b	4	-69,2	200,6	5,6	-55,3	159,7	5,6	-47,7	183,5	5,6
mf1854a	6	-81,4	216,7	0,5	-54,3	154,8	0,5	-48,3	179,1	0,5
mf1855c	7	-72,8	152,2	1,6	-52,9	91,7	1,6	-67,7	116,6	1,6
mf1856a	7	-73,9	94,7	2,1	-55,2	150,6	2,1	-50,3	176,6	2,1
mf1857b	6	-77,9	185,3	3,1	-51	155,3	3,1	-45,2	177	3,1
mf1958c	4	-55,8	264,3	3,9	-51,6	165,2	3,9	-42,9	185,1	3,9
N_MF019	7	-75,4	207,5	13,3	-54,3	155,7	3,1	-48	179,8	3,1

Identificación	Muestras utilizadas n	Media Estadística de Fisher por Sitio								
		Núcleo			Geográfico			Estratigráfico		
		Inclin.	Declin.	α ₉₅	Inclin.	Declin.	α ₉₅	Inclin.	Declin.	α ₉₅
mf2059b	3	7,4	216,4	3,7	10,1	166,7	3,7	14,2	161,1	3,7
mf2060a	3	19,7	285,7	7,9	18,9	190,7	7,9	32,2	179,8	7,9
mf2061c	4	-38,9	248,2	9,3	-35,3	276,4	9,3	-12,4	270,8	9,3
mf2061d	4	58,4	257,7	2,4	59,2	305,8	2,4	61,8	353,8	2,4
mf2062d	3	-60,3	194,6	5,1	-51,8	134,7	5,1	-53,2	169,6	5,1
mf2063a	4	24	152,7	3,9	29,7	78,1	3,9	4,3	76,4	3,9
mf2064a	3	52,6	238,3	7,9	53,7	199,6	7,9	65	157,8	7,9
mf2065a	3	26,9	28,1	8	25,8	190,9	8	38,5	176,2	8
mf2066d	6	-43,6	66,2	1,1	-43,6	36,2	1,1	-63,9	12,5	1,1
N_MF020	3	39,8	282,8	180	18,6	182,4	23,9	28,6	171,7	23,9

Identificación	Muestras utilizadas n	Media Estadística de Fisher por Sitio								
		Núcleo			Geográfico					
		Inclin.	Declin.	α ₉₅	Inclin.	Declin.	α ₉₅	Inclin.	Declin.	α ₉₅
mf2167c	4	60,8	72,5	3,8	52,4	15,7	3,8	-7,2	35,6	3,8
mf2168c	3	-83,2	226,9	13,8	-80	129,9	13,8	-23,5	231,9	13,8
mf2169b	6	55,7	62,4	1	52,6	8,8	1	-4,1	32,8	1
mf2170a	13	61,1	63,6	0,5	56,7	12	0,5	-2,6	37,1	0,5
mf2171c	5	55,3	46,6	2,4	48,8	3,4	2,4	-3,7	27,7	2,4
mf2172a	12	50,7	91,2	0,9	50,2	358,1	0,9	-0,1	26,9	0,9
mf2173d	5	57	94,1	2	57	14,2	2	-3,2	38,2	2
N_MF021	6	57,9	72,2	9	53,1	8,4	4,4	-3,5	33	4,4

Identificación	Muestras utilizadas n	Media Estadística de Fisher por Sitio								
		Núcleo		Geográfico		Estratigráfico				
		Inclin.	Declin.	α ₉₅	Inclin.	Declin.	α ₉₅	Inclin.	Declin.	α ₉₅
mf2275b	6	53,3	270,7	1,9	36,9	8,2	1,9	36,9	8,2	1,9
mf2276b	10	50,9	277	1,5	36,2	9,6	1,5	36,2	9,6	1,5
mf2276d	9	51,7	268,2	0,5	40,8	5,5	0,5	40,8	5,5	0,5
mf2277b	9	52	278,3	1,5	35,8	5,3	1,5	35,8	5,3	1,5
mf2278a	7	50,8	262,2	1,6	32,4	4,1	1,6	32,4	4,1	1,6
mf2278d	8	50,6	257,1	0,5	35,4	2,6	0,5	35,4	2,6	0,5
mf2279b	7	62,6	289,1	0,8	36,6	7,2	0,8	36,6	7,2	0,8
mf2280b	6	64,9	286,5	1,1	38,1	10,4	1,1	38,1	10,4	1,1
mf2281b	8	56,8	257,1	1,5	37,1	8,6	1,5	37,1	8,6	1,5
mf2282b	6	52,4	257,7	1,1	36,3	7,2	1,1	36,3	7,2	1,1
N_MF022	6	55,1	269,4	6,6	37,3	7,7	1,7	37,3	7,7	1,7

Identificación	Muestras utilizadas n	Media Estadística de Fisher por Sitio								
		Núcleo			Geográfico			Estratigráfico		
		Inclin.	Declin.	α ₉₅	Inclin.	Declin.	α ₉₅	Inclin.	Declin.	α ₉₅
mf194b	8	32,6	162,5	7,7	56,8	209,5	7,7	-22,7	205,6	7,7
mf195a	7	49,2	142,2	8,6	65,4	215,2	8,6	-13,8	206,5	8,6
mf196c	11	17,7	166,8	1,5	51,3	161,7	1,5	-20,3	175,6	1,5
mf197c	7	36,7	167	2,8	63,4	198,3	2,8	-16,6	199,2	2,8
mf198c	8	-5,4	184,2	4,1	59,3	223,2	4,1	-18,2	212,2	4,1
mf199b	6	12,5	164,6	7,8	56,7	197,9	7,8	-23,3	198,8	7,8
mf200d	8	12,8	171,9	4,3	61,9	208,1	4,3	-17,8	204	4,3
mf201a	6	15,3	155,9	4,2	60,1	197,7	4,2	-19,9	198,8	4,2
mf202a	11	7,6	119,6	7,6	28,3	155,9	7,6	-32,7	153,2	7,6
N_MF024	7	22,3	165,2	16,6	60,8	207	4,4	-19	203,6	4,4

Identificación	Muestras utilizadas n	Media Estadística de Fisher por Sitio					
		Núcleo		Geográfico		Estratigráfico	
		Inclin.	Declin.	α_{95}	Inclin.	Declin.	α_{95}
mf2503b	4	-79,5	337,6	6,8	-69,4	218,3	6,8
mf2504c	8	-82,3	352,7	2,2	-64,7	216,3	2,2
mf2505d	7	-52,5	344,9	4	-65,9	215,8	4
mf2506c	7	-56,4	313,5	3,2	-59,7	213,7	3,2
mf2507b	6	-52,5	318,7	2,9	-63,8	215,6	2,9
mf2508c	7	-37,8	327,4	2,1	-63,5	215,3	2,1
mf2509d	4	-39,2	344,7	4,6	-72	232,2	4,6
mf2510c	5	-62,5	352,2	8,9	-72,9	210,4	8,9
mf2511c	5	-65,1	158,2	3,2	-61,8	203,7	3,2
mf2512c	5	-76,4	15,4	8,2	-70,8	209,1	8,2
N_MF025	10	-65,9	336,1	15	-66,6	214,6	3,2

Identificación	Muestras utilizadas n	Media Estadística de Fisher por Sitio					
		Núcleo			Geográfico		
		Inclin.	Declin.	α ₉₅	Inclin.	Declin.	α ₉₅
mf2831d	4	73,2	109,6	5,4	49,1	323	5,4
mf2833b	3	75,8	62,4	14,3	43	339,8	14,3
mf2835c	3	78,5	238,9	68,2	48	306,3	68,2
mf2836b	3	61,2	72,6	4,9	26	345,8	4,9
mf2838a	3	78,1	117,3	9,5	44,5	334,9	9,5
N_MF028	3	76,9	96,6	11,3	45,8	332,9	10,3

Identificación	Muestras utilizadas n	Media Estadística de Fisher por Sitio						Estratigráfico		
		Núcleo			Geográfico			Inclin.	Declin.	α_{95}
		Inclin.	Declin.	α_{95}	Inclin.	Declin.	α_{95}	Inclin.	Declin.	α_{95}
mf2940b	3	-45,5	149,5	10,2	-24,8	184,9	10,2	-46,5	177,3	10,2
240bANT	3	45	330	10	25	5	10	47	357	10
mf2941a	3	73,5	301	3,3	56,5	355,8	3,3	72,6	314,8	3,3
mf2942a	3	56,9	296,3	3,9	49,7	338,9	3,9	60,7	307	3,9
mf2943c	3	61,6	303,2	7,9	48,4	332,2	7,9	57	301,9	7,9
mf2944d	3	50,8	275,8	2,1	40,6	338,1	2,1	52,8	315,5	2,1
mf2945c	4	61,9	296,5	4,5	47,6	343,2	4,5	60,8	314,2	4,5
mf2946c	4	63,5	303,6	2,7	42	347,5	2,7	57,6	325,1	2,7
mf2947c	3	62,3	281,5	3,7	46,9	343,8	3,7	60,4	315,7	3,7
mf2948c	3	57,7	307,3	8	39	354,8	8	57,4	336,9	8
mf2949d	5	56,1	294,9	8,1	40,4	331,4	8,1	50,1	308,6	8,1
N_MF029	6	59,4	292,9	6,7	44,4	344,6	5,2	58,6	319,3	5,2

Identificación	Muestras utilizadas n	Media Estadística de Fisher por Sitio						Estratigráfico		
		Núcleo			Geográfico			Inclin.	Declin.	Q ₉₅
		Inclin.	Declin.	Q ₉₅	Inclin.	Declin.	Q ₉₅	Inclin.	Declin.	Q ₉₅
mf3050a	3	50,2	143,2	11,1	67,4	300,8	11,1	58,4	257,2	11,1
mf3051d	3	12,6	89,2	9,3	9,1	263,2	9,3	-4,9	262,6	9,3
mf3052a	3	78,5	232,5	10,1	65	149,1	10,1	48,9	175,8	10,1
mf3053b	3	28,8	155,7	2,4	56,2	343,5	2,4	66,2	303,9	2,4
mf3054b	5	22,3	150,5	2,9	52	335,3	2,9	59,8	302,2	2,9
mf3055c	3	59,8	230	10,1	66,9	164,7	10,1	47,7	185,6	10,1
mf3056a	4	21,6	176,1	3,8	53	169	3,8	33,9	181,6	3,8
mf3057b	3	47,2	166,5	21,2	75,8	312,9	21,2	66	246,1	21,2
mf3058b	3	27,9	188,4	4,6	50,1	1,7	4,6	67,9	335,9	4,6
mf3058c	3	-2,9	299,4	4,9	-13,6	106,4	4,9	-7,3	102,3	4,9
258cANT	3	3	119	5	14	286	5	7	282	5
mf3059d	4	35,3	161,9	4,6	49,9	345,8	4,6	62,2	315,8	4,6
mf3060b	3	20,9	193,2	9	39,3	12	9	60,5	0,9	9
N_MF030	4	29,4	163,9	18,2	52,4	346,8	8,5	64,6	313,3	8,5

Identificación	Muestras utilizadas n	Media Estadística de Fisher por Sitio								
		Núcleo			Geográfico			Estratigráfico		
		Inclin.	Declin.	α ₉₅	Inclin.	Declin.	α ₉₅	Inclin.	Declin.	α ₉₅
mf3265c	9	6,4	118,2	1,6	16,3	195,6	1,6	7	200,8	1,6
mf3266b	5	18,5	117,7	2,4	24,7	202,2	2,4	12	210,1	2,4
mf3267c	3	65,3	178,5	8,1	76,2	243,5	8,1	50,5	259	8,1
mf3268b	3	24,1	185,3	5,5	39,9	230,4	5,5	17,6	238,6	5,5
mf3269b	4	59,2	7,1	1,8	59,2	356,1	1,8	49,6	320	1,8
mf3269c	7	-27,8	316,9	2	-27,8	305,9	2	-46,8	320,5	2
mf3270b	8	-34,5	329,9	1,9	-35,8	280,9	1,9	-61,2	290,1	1,9
mf3271d	11	7,4	147,9	1,1	18,1	73,1	1,1	43,4	68,3	1,1
mf3272b	9	-41,2	146,8	0,9	-33,5	60,4	0,9	-9,4	64,9	0,9
N_MF032	3	18,9	138,1	64	27,7	207,9	31	12,7	216,1	31

Identificación	Muestras utilizadas n	Media Estadística de Fisher por Sitio								
		Núcleo			Geográfico			Estratigráfico		
		Inclin.	Declin.	α ₉₅	Inclin.	Declin.	α ₉₅	Inclin.	Declin.	α ₉₅
mf3373c	12	63,4	321,5	0,3	58,5	195,8	0,3	51,9	328,4	0,3
mf3374c	12	48,9	300,9	1	43,7	9,7	1	-18,9	4,9	1
mf3375d	6	57,4	293,6	1,3	52,7	14,5	1,3	-9,4	4,8	1,3
mf3376d	9	51,8	263,8	0,8	49,4	11,1	0,8	-13,2	3,9	0,8
mf3377c	5	79,3	358	2,5	69,3	82	2,5	24	12,7	2,5
mf3378a	6	43,4	309,9	1,8	41,3	3,1	1,8	-22,6	0,7	1,8
mf3378d	3	31,7	292,7	13,4	30,4	345,5	13,4	-34,4	345,3	13,4
mf3380b	5	40,8	236,1	2,4	46,5	350,3	2,4	-18,5	350,2	2,4
N_MF033	4	51,7	293,2	16,1	46,9	9,3	7	-16,1	3,6	7

Identificación	Muestras utilizadas n	Media Estadística de Fisher por Sitio								
		Núcleo			Geográfico					
		Inclin.	Declin.	α ₉₅	Inclin.	Declin.	α ₉₅	Inclin.	Declin.	α ₉₅
mf3481b	6	49,2	219,8	0,7	51,9	8,6	0,7	8,4	29,2	0,7
mf3482b	6	29,8	146,4	0,6	52,2	356,4	0,6	13,6	23,7	0,6
mf3482c	7	34,5	146,6	0,8	56,4	353	0,8	17,9	25,5	0,8
mf3483e	6	44,6	141,6	2	57,2	359,8	2	15,7	28,8	2
mf3484d	5	41,3	122,8	1,4	49,4	339,9	1,4	19,9	14,6	1,4
mf3485d	7	43,4	138,3	1,7	55,5	356,5	1,7	15,9	26,2	1,7
mf3486b	4	31,1	139,8	3,5	48,3	354,7	3,5	11,7	20	3,5
mf3487b	7	30,9	142	1,1	54,2	349,1	1,1	18,2	22,2	1,1
mf3488d	4	23,2	142,6	1,7	48,6	356,9	1,7	10,8	21,3	1,7
N_MF034	9	38,7	145,9	13,6	52,9	354,9	3,7	14,7	23,5	3,7

Identificación	Muestras utilizadas n	Media Estadística de Fisher por Sitio								
		Núcleo			Geográfico			Estratigráfico		
		Inclin.	Declin.	α ₉₅	Inclin.	Declin.	α ₉₅	Inclin.	Declin.	α ₉₅
mf289a	5	-6.4	56.5	13.2	-14.4	265.1	13.2	6.6	266.2	13.2
mf289b	5	-22.0	120.0	2.1	-14.0	330.4	2.1	9.0	329.9	2.1
mf289c	6	-15.1	59.7	1.4	-22.1	270.5	1.4	0.4	273.1	1.4
mf290a	5	-63.1	26.2	2.3	-76.3	267.2	2.3	-52.0	289.3	2.3
mf290d	3	-76.6	287.3	2.9	-71.8	74.5	2.9	-71.1	347.4	2.9
mf291b	3	-45.2	312.3	2.1	-54.0	132.8	2.1	-78.6	155.7	2.1
291bAN	3	45.0	132.0	2.0	54.0	313.0	2.0	79.0	336.0	2.0
mf292c	3	12.7	175.7	10.1	32.5	358.0	10.1	43.6	17.0	10.1
mf292d	4	-70.4	28.2	2.8	-80.6	288.3	2.8	-54.8	298.1	2.8
mf292e	8	1.1	177.3	0.8	21.0	0.1	0.8	32.6	12.1	0.8
mf293b	3	6.4	41.5	2.5	-15.2	282.0	2.5	9.3	282.4	2.5
mf294b	3	-65.3	27.4	6.1	-78.9	324.1	6.1	-53.5	309.0	6.1
mf295b	3	22.3	19.4	5.3	-6.7	242.6	5.3	6.7	242.6	5.3
mf296b	3	-69.0	165.5	9.2	-35.9	40.1	9.2	-35.3	21.1	9.2
296bAN	3	69.0	346.0	9.0	36.0	220.0	9.0	35.0	201.0	9.0
N_MF035	3	-5.1	52.5	22.4	-17.4	272.5	14.2	5.5	273.9	14.2

Identificación	Muestras utilizadas n	Media Estadística de Fisher por Sitio						Estratigráfico		
		Núcleo			Geográfico					
		Inclin.	Declin.	α_{95}	Inclin.	Declin.	α_{95}	Inclin.	Declin.	α_{95}
mf3600c	7	75,5	260,8	2,4	70,3	199,7	2,4	41,2	225,8	2,4
mf3601c	3	62,7	199,1	4,7	79,8	205	4,7	48,6	234,3	4,7
mf3602a	4	57,3	133,5	2,5	64,1	325,7	2,5	46,1	282,6	2,5
mf3602b	3	57,8	211,5	5,9	72,1	197	5,9	43,1	226,1	5,9
mf3603c	4	44,8	168,6	2,7	81,8	3,1	2,7	60,2	258,5	2,7
mf3604a	4	56,5	107,2	4,1	53,3	350,3	4,1	49,8	306,7	4,1
mf3604d	3	41,3	249,7	4,1	44,5	207,5	4,1	16	217,8	4,1
mf3697b	3	-57,3	5,4	9,3	-86,2	344,5	9,3	-56,1	57,3	9,3
mf3698a	4	44,4	172,2	2,1	83,8	35,7	2,1	62,3	250,4	2,1
mf3698d	3	66,4	188,6	6,9	70,5	268,6	6,9	38,7	254,3	6,9
mf3699a	3	73,9	302,3	4,9	46,9	235,4	4,9	14,2	237,9	4,9
N_MF036	4	54,6	165,3	18,9	78,6	318,9	16,7	52,6	262,4	16,7

Identificación	Muestras utilizadas n	Media Estadística de Fisher por Sitio						Estratigráfico		
		Núcleo			Geográfico			Inclin.	Declin.	α_{95}
		Inclin.	Declin.	α_{95}	Inclin.	Declin.	α_{95}			
306bANT	3	-22,8	87,2	2,2	-21	11,3	2,2	0,4	16,1	2,2
mf306b	3	22,8	267,2	2,2	21	191,3	2,2	-0,4	196,1	2,2
mf307d	3	68,8	12,5	6,6	52,1	243,8	6,6	19,1	243,9	6,6
mf308c	7	49,8	181,8	1,4	72,8	55,3	1,4	73,8	253,2	1,4
mf309b	3	49,3	258,5	3,7	46,2	200,6	3,7	19,3	213,7	3,7
mf309c	3	45,8	230,3	4,8	57,5	175,1	4,8	37	205,1	4,8
mf310b	3	65,6	44,5	3,8	48,1	179,7	3,8	27,8	201,1	3,8
mf310d	3	67,7	41	3,7	49,6	176,5	3,7	30,2	200,1	3,7
mf311b	3	38,7	189,1	2,1	60,2	26	2,1	70,2	308,6	2,1
N_MF037	4	79,1	270,5	47,1	50,8	183,5	10,5	28,7	205,2	10,5

Identificación	Muestras utilizadas n	Media Estadística de Fisher por Sitio						Estratigráfico		
		Núcleo			Geográfico			Inclin.	Declin.	α_{95}
		Inclin.	Declin.	α_{95}	Inclin.	Declin.	α_{95}	Inclin.	Declin.	α_{95}
mf3812d	4	-38,4	128	2,6	-24	210,4	2,6	-25,5	205,4	2,6
312dANT	4	38,3	308	2,6	24	30,5	2,6	25,5	25,4	2,6
mf3813d	5	-11	22,2	2,3	-28,9	11	2,3	-30	17,2	2,3
mf3814b	5	38,7	32,2	2,8	26,5	28,7	2,8	27,6	23,1	2,8
mf3815c	3	11	106,8	3,2	14	18	3,2	13,3	15,3	3,2
mf3816b	4	72,6	137,9	0,3	78	304,2	0,3	67,2	297,6	0,3
mf3817b	6	67,5	145,8	0,5	76,9	313,2	0,5	66,3	302,9	0,5
mf3817d	6	64,1	158,7	0,6	76,6	340,8	0,6	68	318,6	0,6
mf3818c	5	15	309,7	0,7	4,5	309,8	0,7	-5,8	309,8	0,7
mf3819b	3	13,6	162,8	10,4	16,4	333,5	10,4	8,3	331,9	10,4
mf3819d	4	26,3	159,3	1,1	29,1	329,8	1,1	20,4	326,6	1,1
N_MF038	3	51,7	40,6	180	21,6	25,5	14	22,2	21,1	14

Identificación	Muestras utilizadas n	Media Estadística de Fisher por Sitio								
		Núcleo			Geográfico			Estratigráfico		
		Inclin.	Declin.	α ₉₅	Inclin.	Declin.	α ₉₅	Inclin.	Declin.	α ₉₅
mf3920b	4	-54,1	253,8	3,8	-48,2	101,8	3,8	-9,6	98,6	3,8
320bANT	4	54,1	73,8	3,8	48,2	281,8	3,8	9,6	278,6	3,8
mf3921b	4	-51	240,7	2,6	-48,4	121,7	2,6	-12,6	111,7	2,6
321bANT	4	51	60,7	2,6	48,4	301,7	2,6	12,6	291,7	2,6
mf3922b	4	-51,7	268,6	2,1	-51,2	111,7	2,1	-13,6	104,6	2,1
322bANT	4	51,7	88,6	2,1	51,2	291,7	2,1	13,6	284,6	2,1
mf3923b	3	-5,1	292,3	17,3	-9,5	174,4	17,3	-2,7	170,1	17,3
323bANT	3	5,1	112,3	17,3	9,5	354,4	17,3	2,7	350,1	17,3
mf3924c	3	-30,7	300,8	4	-33,9	167,6	4	-17,7	149,5	4
324cANT	3	30,7	120,8	4	33,9	347,6	4	17,7	329,5	4
mf3925b	3	15,8	64,7	8,9	5,4	42,9	8,9	28,9	32,8	8,9
mf3925c	3	-54,4	207,4	4,6	-33,6	180,7	4,6	-24,7	158,5	4,6
325cANT	3	54,4	27,4	4,6	33,5	0,8	4,6	24,7	338,5	4,6
mf3926d	3	12,4	0,7	5,2	-6,6	64,7	5,2	27,8	61	5,2
mf3927b	3	31,1	334,7	17,6	4,8	57,9	17,6	35,8	48,5	17,6
mf3927c	3	47,4	335,9	25,3	20,6	62,3	25,3	51,8	43,5	25,3
N_MF039	4	31,9	4,9	51,1	6,1	56,9	17	36,5	46,7	17

Identificación	Muestras utilizadas n	Media Estadística de Fisher por Sitio								
		Núcleo			Geográfico					
		Inclin.	Declin.	α ₉₅	Inclin.	Declin.	α ₉₅	Inclin.	Declin.	α ₉₅
MF4028C	5	77,7	299,2	2,8	36,7	20,6	2,8	36,7	20,6	2,8
MF4029C	5	75,7	110,3	2,6	44,9	14,5	2,6	44,9	14,5	2,6
MF4030B	5	75,6	30,9	3,7	38,2	12,3	3,7	38,2	12,3	3,7
MF4031B	5	82	136,7	1,4	52,5	4	1,4	52,5	4	1,4
MF4032D	5	81,5	164,9	2,1	51,7	349,6	2,1	51,7	349,6	2,1
MF4033B	5	76	106	3	48,1	9,3	3	48,1	9,3	3
MF4034C	5	78,2	337,5	1,8	46,4	13	1,8	46,4	13	1,8
MF4035C	3	20,8	199,3	5,7	56,2	23,7	5,7	56,2	23,7	5,7
MF4035D	5	12,4	197,2	1,1	49	16,2	1,1	49	16,2	1,1
MF4036C	3	27,6	190,1	9,7	63,5	9,5	9,7	63,5	9,5	9,7
MF4036D	5	17,7	205,8	2,9	49,3	28,6	2,9	49,3	28,6	2,9
MF4037E	5	13,1	203,2	1,5	48,9	30,7	1,5	48,9	30,7	1,5
MF4038D	3	6,1	351,1	3,6	-44,6	187,1	3,6	-44,6	187,1	3,6
338dANT	3	-6,1	171,1	3,6	44,6	7,1	3,6	44,6	7,1	3,6
N_MF040	13	57	190	24,3	48,9	14	5,1	48,9	14	5,1

Identificación	Muestras utilizadas n	Media Estadística de Fisher por Sitio						Estratigráfico		
		Núcleo		Geográfico		Geográfico		Inclin.	Declin.	α_{95}
		Inclin.	Declin.	α_{95}	Inclin.	Declin.	α_{95}	Inclin.	Declin.	α_{95}
MF4139A	3	0,9	250,2	7	11,1	5,5	7	11,1	5,5	7
MF4140A	6	21,7	247,1	15,9	30,1	13,5	15,9	30,1	13,5	15,9
MF4141B	3	62,6	299,7	19,9	36,2	81,3	19,9	36,2	81,3	19,9
MF4141C	5	41,6	237,5	5,5	50,7	26,3	5,5	50,7	26,3	5,5
MF4142A	6	59,6	266,2	8,3	46,5	64,8	8,3	46,5	64,8	8,3
MF4143B	5	69,5	200,1	8	81,1	71,1	8	81,1	71,1	8
MF4144B	7	58,4	226,8	2,8	62,6	57,5	2,8	62,6	57,5	2,8
MF4145C	3	29,6	120	25,3	41,1	201,4	25,3	41,1	201,4	25,3
MF4145D	6	41,2	237,9	7,4	49,9	26,5	7,4	49,9	26,5	7,4
MF4146B	4	48,5	262,2	3	44,3	43,4	3	44,3	43,4	3
N_MF041	4	38,7	245,7	16,4	44,3	26,7	15,2	44,3	26,7	15,2

Identificación	Muestras utilizadas n	Media Estadística de Fisher por Sitio								
		Núcleo			Geográfico			Estratigráfico		
		Inclin.	Declin.	α ₉₅	Inclin.	Declin.	α ₉₅	Inclin.	Declin.	α ₉₅
mf357d	3	12,1	88,3	16,9	10,6	306,3	16,9	25,9	313,8	16,9
mf358b	3	42,4	140,1	9,1	55,3	4,7	9,1	39,8	30	9,1
mf358e	7	19,4	213,4	7,4	34,7	100,2	7,4	10	95,6	7,4
mf359b	8	39,1	186,9	0,9	58,4	62,2	0,9	31,7	66,7	0,9
mf360b	9	76	124,6	4,5	73,6	262,6	4,5	79	61,4	4,5
mf361b	7	63,5	151,4	6,1	75,7	265	6,1	76,8	62,1	6,1
mf362b	3	46,1	136,7	10,7	60,5	310,5	10,7	64	4,5	10,7
mf363c	5	2,7	239,6	1,6	16,9	93,2	1,6	-8,7	92,5	1,6
mf364b	7	60,9	160,3	3,6	79,2	338	3,6	62,1	50,4	3,6
N_MF043	4	62,2	144,8	16	74,3	294,1	14,4	72,1	39,3	14,4

Identificación	Muestras utilizadas n	Media Estadística de Fisher por Sitio						Estratigráfico		
		Núcleo			Geográfico					
		Inclin.	Declin.	α_{95}	Inclin.	Declin.	α_{95}	Inclin.	Declin.	α_{95}
369dANT	4	41	115,5	4,1	45,9	353,9	4,1	54,2	21,6	4,1
370bANT	5	47,5	93,8	3,7	46,8	339,3	3,7	60,7	7,2	3,7
mf44465b	4	6,1	250,8	8	11,3	82,2	8	-8,6	82,5	8
mf44466c	3	67,5	282,8	2,8	65,7	75,8	2,8	45	94,5	2,8
mf44467d	5	1	289,4	3,5	-1,9	71,3	3,5	-18,4	68,1	3,5
mf44468d	6	-19,3	272	2,2	-19,3	72,5	2,2	-35,2	63	2,2
mf44469b	3	-48,8	200,6	7,1	-34,6	88,4	7,1	-54,3	74,4	7,1
mf44469d	4	-41	295,5	4,1	-45,9	173,9	4,1	-54,2	201,6	4,1
mf44470b	5	-47,4	273,8	3,7	-46,8	159,3	3,7	-60,7	187,2	3,7
mf44471d	9	28	156,2	2,3	38,8	359,8	2,3	45,9	21,2	2,3
mf44472d	7	51,5	263,6	0,9	49,2	10,7	0,9	-13,5	3,7	0,9
N_MF044	3	41,9	124,5	42,3	44,2	351,4	13,4	53,7	17,5	13,4

APÉNDICE E

EL MÉTODO PALEOMAGNÉTICO Y SUS APLICACIONES PALEOGEOGRÁFICAS Y TECTÓNICAS

EL MÉTODO PALEOMAGNÉTICO Y SUS APLICACIONES PALEOGEOGRÁFICAS Y TECTÓNICAS.

C O N T E N I D O

Introducción.....	Pág. 02
El magnetismo terrestre.....	Pág. 02
Conceptos básicos.....	Pág. 03
Los minerales ferromagnéticos.....	Pág. 12
Teoría del magnetismo en rocas y minerales.....	Pág. 16
Magnetización en las rocas.....	Pág. 19
Métodos de campo y laboratorio.....	Pág. 26
Análisis cuantitativo de datos paleomagnéticos.....	Pág. 27
Aplicaciones Paleogeográficas.....	Pág. 36
Aplicaciones Tectónicas.....	Pág. 43

Introducción

Como parte de los requisitos aplicados al Programa Doctoral en Ciencias de la Tierra, al cual estoy adscrito en la Universidad Nacional Autónoma de México, esta unidad teórica se presenta al Comité Académico de mi programa, conformada con las aportaciones obtenidas de las publicaciones y textos mas importantes y actualizados en Paleomagnetismo.

De esta manera, la información que se ofrece constituye un compendio adquirido a partir de los siguientes textos y publicaciones:

- Piper, J.D.A., 1987, Paleomagnetism and the Continental Crust: Open University Press Milton Keynes and Halsted Press John Wiley & Sons, New York-Toronto, 434 p.
- Kissel, Catherine, and Laj, Carlo, 1989, Paleomagnetic Rotations and Continental Deformation: Kluwer Academic Publishers; Dordrecht / Boston / London, 516 p.
- Butler, R. F., 1992, Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes; Boston Blackwell Scientific Publications, Oxford-London-Edinburgh, 321 p.
- Tauxe, Lisa, 1999, Paleomagnetism Principles and Practice: Kluwer Academic Publishers, 256 p.
- McElhinny, M.W. and McFadden, P.L., 2000, Paleomagnetism: Continents and Oceans; Academic Press, A Harcourt Science and Technology Company, 525 B Street, Suite 1900, San Diego, California 92101-4495, U.S.A., 386 p.

El magnetismo terrestre

Del dominio común es que la Tierra posee un campo magnético. Observaciones tales como el alineamiento con el campo magnético local de una aguja inserta en un corcho que flota en agua, han conducido al desarrollo del concepto de los campos magnéticos.

El origen del campo magnético es todavía una cuestión que no ha sido totalmente resuelta, pero muchos geofísicos creen que se genera gracias al movimiento de rotación de la Tierra, que causa pequeños movimientos en el núcleo exterior líquido.

Los chinos conocían las propiedades de la piedra imán (ahora conocida como magnetita) desde tiempos antiguos. De ahí que la primera brújula magnética haya sido inventada por ellos probablemente durante el segundo siglo A.C., consistiendo en una cuchara hecha de magnetita

que giraba sobre una mesa pulida. No fue sino hasta el siglo XII A.D. que la brújula llegó a Europa, refiriéndose a ella el monje inglés Alexander Neckham, en 1190.

El paleomagnetismo es el estudio del magnetismo antiguo en las rocas, con aplicaciones en geomagnetismo, tectónica, paleogeografía, vulcanología, paleontología, y sedimentología, y su objetivo último es recuperar la dirección y la fuerza del campo geomagnético en la totalidad del tiempo geológico.

El magnetismo antiguo de la tierra es la única característica física que se puede recuperar precisa y rutinariamente.

Conceptos básicos

Un campo magnético es causado por el movimiento de la carga eléctrica. A nivel atómico puede resultar tanto del giro de los electrones sobre sus ejes, (ésto produce momentos de dipolo rotacionales) y por los movimientos de los electrones en sus órbitas sobre los núcleos atómicos (ésto produce momentos de dipolo orbitales).

El campo magnético externo ejerce una fuerza en cada uno de los electrones que orbitan, lo que hace que ocurra una precesión orbital. El resultado neto de ésto es que se crea un momento magnético que tiende a oponerse al campo aplicado. La magnetización adquirida tiene así un valor negativo y la susceptibilidad es negativa. Este es el fenómeno del *diamagnetismo*, y está presente en todas las sustancias, aunque tiende a obscurecerse por otros efectos, más grandes, en algunos materiales. Estos efectos se refieren al *paramagnetismo* y al *ferromagnetismo*.

Además del movimiento orbital de los electrones, ellos giran sobre sus propios ejes y tienen momento dipolar magnético. Aunque las fuerzas de estos dipolos no se alteran cuando se aplica un campo externo, tienden a alinearse en la dirección del campo externo y producen un aumento en el magnetismo. Solo las sustancias con una caparazón de electrones incompleta muestran este efecto paramagnético.

Si hay igual número de momentos del electrón opuestamente-dirigidos, los magnetismos de giro se cancelan completamente y solo permanece el magnetismo orbital como un importante productor del comportamiento *diamagnético*. Sin embargo, si el átomo tiene un número impar de electrones, los dipolos de giro no se cancelan y el efecto *paramagnético* domina. Así los

átomos con un número par de electrones tienden a ser *diamagnéticos* y los que tienen un número impar son *paramagnéticos*.

El efecto *paramagnético* es generalmente mucho más grande que el *diamagnético*, pero solo algunos iones comunes tienen características paramagnéticas apreciables y éstas pertenecen a la serie de los elementos de transición. Deben sus características particulares a las diferencias pequeñas en los niveles de energía de los dos caparazones externos de electrones, lo que sugiere que números variables de electrones pueden estar implicados en la formación de enlaces químicos. Uno o más electrones se pueden liberar del penúltimo caparazón de electrones, además de los electrones exteriores, de modo que hasta cinco electrones desapareados pueden ocurrir dentro de los átomos solitarios de Mn^{2+} , Fe^{+} y Fe^{3+} , y contribuyen a un efecto paramagnético fuerte. Así, el *paramagnetismo*, y por lo tanto la susceptibilidad de los minerales formadores de roca está en función del contenido de hierro y manganeso.

El *paramagnetismo* y el *diamagnetismo* son los tipos de magnetismo que existen solo en presencia de un campo externo: una vez que se quite ese campo, el magnetismo desaparece. Algunos materiales pertenecen a una tercera clase y exhiben comportamiento *ferromagnético*. Tienen una susceptibilidad mucho más grande la cual es fuertemente dependiente de la fuerza del campo aplicado (Tabla 1), y son de interés primario en el estudio del paleomagnetismo porque conservan una memoria del campo aplicado después de que es removido. El comportamiento magnético de un material ferromagnético se define por el anillo de histéresis (Fig. 1). En campos bajos el comportamiento es reversible y si se quita el campo se pierde el magnetismo.

Los efectos diamagnéticos y paramagnéticos son explicables en términos del comportamiento de átomos aislados. El comportamiento *ferromagnético* es debido a las interacciones entre los átomos en el marco de un enrejado cristalino. Estos efectos son otra vez los más importantes de los elementos de transición (donde el hierro es el primer y más importante miembro), porque estos elementos tienen los electrones orbitales internos mucho más cercanamente juntos que los electrones externos de valencia.

Table 1 Magnetic susceptibilities of minerals and rocks

Table 1. Magnetic susceptibilities of minerals and rocks				
	Magnetic behaviour	Volume susceptibility (k) × 10 ⁻⁸ SI units*		Volume susceptibility (k) × 10 ⁻⁸ SI units*
1. Minerals			2. Rocks	
1.1 Oxides, hydroxides and sulphides			2.1 Sedimentary rocks	
Magnetite	FI	125,700–2,010,900 (620,000)	Coal	2–4
Hematite	CA + F	50–3,800 (680)	Sandstones	0–2,000 (40)
Pyrrhotite	F	125–628,400 (157,000)	Red sediments	0–5–5,000
Maghemite	FI	300,000	Shales	6–1,860 (60)
Ilmenite	P	3,140–377,000 (188,000)	Limestones	3–350 (31)
Chromite	P	300–11,800 (750)	Dolomites	0–94 (13)
Rutile	P	0–4		
Arsenopyrite	P	300	2.2 Igneous rocks	
Goethite (limonite)	A	80–280	Rhyolites	25–3,770 (1,120)
Pyrite	P	5–530 (160)	Granites	0–5,030 (250–470)
Galena	D	–3.3	Basalts	25–18,200 (7,500)
Cassiterite	P	110	Submarine Basalts	40–230
Sphalerite	P	1–70	Dolerites	100–16,300 (1,800–5,700)
Chalcopyrite	P	40	Gabbros	88–9,000 (7,200)
Cuprite	D	–1.1	Dunite	(513)
Quartz	D	–1.6	Pyroxenite	(650–13,200)
			Peridotite	9,600–19,600 (1,630)
			Andesite	(1,700)
			Diorite	57–12,600 (8,800)
1.2 Others			2.3 Metamorphic rocks	
Gold	D	–3.5	Slates	0–3800 (50–600)
Silver	D	–2.7	Phyllites	(100)
Graphite	D	–12.8	Greenschists	9–230 (90)
Rock salt	D	–1.4	Amphibolites	7–1,250 (80–150)
Anhydrite	D	–1.5	Granulites	30–1,500 (320)
Gypsum	D	–1.5	Gneisses	12–2,500
Sulphur	D	–1.2	Serpentinites	310–1,800 (360)
Calcite	D	–1.3		
Rhodochrosite	P	464		
Siderite	P	487		
Magnetite	D	–1.4		
Water	D	–0.9		
Kaolinite	D	–4.2		
Ice	D	–0.8		
Illite	P	4.2		
Montmorillonite	P	6		
Chamosite	P	231		
Fe-montmorillonite (nontronite)	P	176		
Cordierites	P	20–110		
Garnets	P	148–860		
Biotite	P	229–333		
Muscovite	P	30–200		
Amphiboles	P	49–320		
Pyroxenes	P	180–325		
Fayalite (Fe olivine)	P	553		
Epidote	P	70–100		

The susceptibility values are the range of recorded values from many sources in the literature, and the value in brackets is the average from one or more studies. The reported susceptibility values show a variation which depends primarily on the content of the first five minerals listed in this table; the variable values quoted for some mineral species are probably caused by small amounts of impurities of these minerals.

* In the SI (Système International) units used in this book, magnetic forces are measured in terms of the force between two poles in free space. The magnetisation (M) due to a material, and its intensity of magnetisation per unit volume (J) are both measured in amperes per metre (Am^{-1}); they are equivalent to the gauss and oersted in the unratonised c.g.s. or M.K.S. systems of units. M and J are related to magnetic induction (B) in the magnetised medium by $B = \mu_0 (H + J)$ where μ_0 is the permeability of free space and is equal to 4×10^{-7} henries m^{-1} , B is measured in tesla (1 tesla = 10^4 gauss and 10^9 gammas, and 1 gamma is equivalent to one nanotesla). Hence magnetic fields are expressed in tesla (T), and J is expressed either as the magnetisation per unit volume (Am^{-1}) or the magnetisation per unit mass ($\text{Am}^2\text{kg}^{-1}$). The volume susceptibility, k, which is dimensionless in the SI system, has a magnitude 4. times greater than in the c.g.s. and M.K.S. systems in which it is measured in gauss/oersted. Quartz with a mass susceptibility of -0.6×10^{-6} e.m.u./g, and a volume susceptibility of -1.6×10^{-6} e.m.u. in the c.g.s. system, has a mass susceptibility of $-0.6 \times 10^{-8} \text{Am}^2\text{kg}^{-1}$, and a volume susceptibility of -1.6×10^{-8} in SI units.

Los electrones exteriores dan lugar a varios giros desequilibrados dentro de cada átomo; pueden moverse libremente a través del material e interactúan fuertemente de un átomo a otro. Estas interacciones se unen tanto entre átomos adyacentes por *intercambio* directo, o vía un anión intermedio por el *superintercambio*. La energía potencial de la interacción se llama *energía del intercambio*. Se reduce al mínimo normalmente cuando los átomos se ligan de modo que los giros de átomos adyacentes sean antiparalelos y sus momentos magnéticos se cancelan entre sí. Sin embargo, en algunas sustancias, esta energía se puede reducir al mínimo por una alineación de los átomos con sus dipolos paralelo y aditivo. Entonces conservan una

magnetización resultante o remanente cuando se quita el campo magnético externo. Ésto es el *ferromagnetismo*.

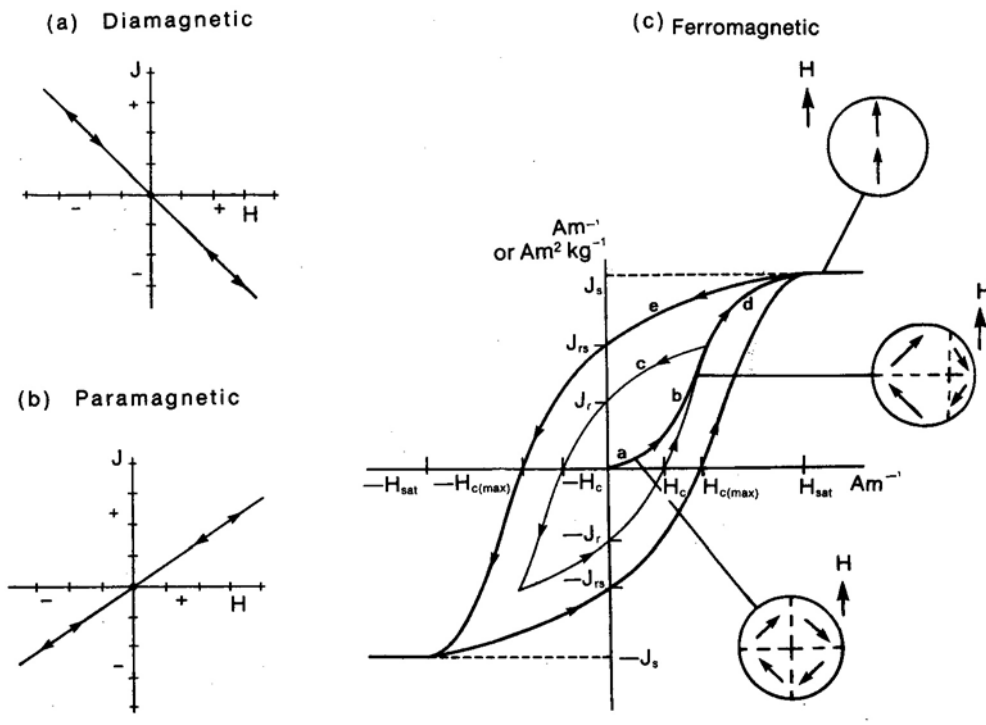


Figura 1. Magnetización (J) como una función del campo aplicado (H) para un material (a) diamagnético, (b) paramagnético y (c) ferromagnético.

Aunque los elementos de transición como el fierro, el cobalto y el níquel pueden ser verdaderamente ferromagnéticos en la forma elemental, los materiales naturales que llevan un remanente magnético no son sustancias ferromagnéticas simples. En lugar de ello, el ordenamiento de los giros dipolares es complejo, y tanto los efectos de intercambio positivos como negativos pueden existir en la misma estructura cristalina. Si existe un pequeño traslape entre las órbitas de los electrones, el acoplamiento entre ellos es antiparalelo con el resultado de que el enrejado o látice se divide en dos porciones magnetizadas de dirección opuesta. En materiales antiferromagnéticos las magnetizaciones de estos dos enrejados están balanceadas exactamente y no hay campo magnético externo neto (Fig. 2). Algunas veces los momentos magnéticos iguales de las dos sub-látices no son exactamente antiparalelos y entonces hay una magnetización resultante pequeña en una dirección que biseca las dos direcciones del dipolo. Se describe ésto como *antiferromagnetismo cantedo*. Si los momentos atómicos de las dos sub-látices son desiguales se produce un momento magnético resultante que efectivamente es un ferromagnetismo débil, y se conoce como *ferrimagnetismo* (Fig. 2).

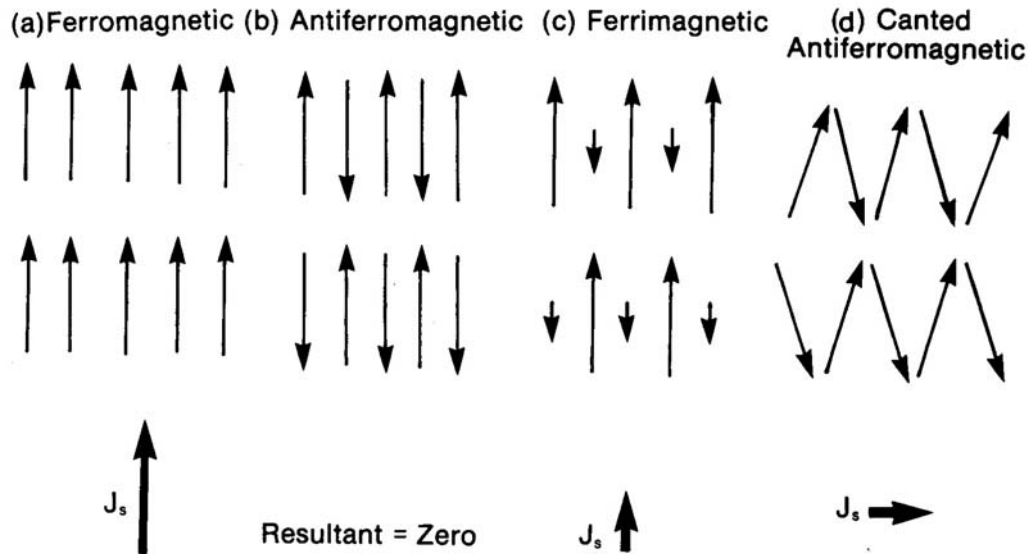


Figura 2. Apareamiento de las magnetizaciones en los materiales que llevan una remanencia permanente. J_s es la resultante (espontánea) del campo magnético externo.

Los comportamientos ferromagnético, antiferromagnético y ferrimagnético son fuertemente dependientes del espaciamiento interatómico. Mientras que la temperatura aumenta, la láttice se expande y las distancias interatómicas críticas a las que los acoplamiento del intercambio y del superintercambio pueden ocurrir se exceden eventualmente. La magnetización espontánea entonces se reduce a cero a la temperatura Curie, aunque los materiales continúan exhibiendo paramagnetismo y diamagnetismo a temperaturas más altas. La temperatura crítica en la cual ocurre el acoplamiento entre sub-látices de oposición en un material antiferromagnético se llama temperatura de Néel.

La alineación de dipolos magnéticos en un material ferromagnético ha sido ya atribuida a las fuerzas de intercambio entre los electrones desapareados. En realidad, éste es solamente una de las fuentes de la energía magnética dentro de una estructura cristalina magnetizada. La energía también se requiere para mantener las orientaciones de dipolos; depende de la estructura cristalina del material y de la forma de la partícula. Esta energía magnetostática (Tabla 2) es otra energía requerida para mantener la distribución de dipolos magnéticos en ausencia de un campo externo. El equilibrio de todas las fuerzas que funcionan dentro de un grano magnético puede subdividirlo en volúmenes o dominios más pequeños de magnetización uniforme, de tal manera que la energía total tiene el valor mínimo adjudicable.

Table 2 The energies present in a magnetised crystal lattice		
Type of Energy	Cause	Method(s) by which the energy can be minimised
1. Exchange	Interaction between unpaired valency electrons of adjoining atoms, in reality an interaction between the wave functions of the ions.	By alignment of the ionic spins antiparallel to one another.
2. Magnetostatic	A <i>shape anisotropy</i> effect sometimes called the energy of self demagnetisation. The organisation of the elementary dipoles in a material will, depending on the shape of the body, be distributed to create an internal field opposing the external field.	By reducing the size of the magnetised volume or by increasing the length:width ratio of the magnetised volume in the direction of the applied field.
3. Magnetocrystalline anisotropy	A <i>crystalline anisotropy</i> effect. It is easy to magnetise materials along some crystallographic axes and hard along others. The energy is the difference between the work done in magnetising the crystal along the hard and easy directions.	By aligning the domain magnetisations along the easiest axis of magnetisation.
4. Domain wall	The change in direction of magnetisation between one domain and the next occurs across a finite zone in which the spins swing around progressively from one alignment to the other. These spins require extra energy to overcome the magnetocrystalline effect.	By minimising the wall area
5. Magnetostrictive	Magnetic interactions between adjoining spins usually produce a mechanical deformation, and hence a strain, called <i>magnetostriction</i> . In addition, impurities in the lattice cause dislocations and produce local strains which act as barriers to changes in magnetisation.	By removing internal strains or impurities and by removing external strains.

(Modified after Strangway (1970)).

Los dominios adyacentes tienen direcciones contrastantes de magnetización y están separados por estrechas *paredes de dominio* uno de otro. En materiales cristalinos puros los dominios pueden tener varias μm en tamaño, pero los granos imperfectos encontrados en materiales naturales son generalmente mucho más pequeños. Los tamaños reales del dominio dependen no solamente de impurezas y defectos en la láttice, sino también de la forma del grano; están en el orden de $0.1\text{-}1\ \mu\text{m}$ en magnetita y de $10\text{-}100\ \mu\text{m}$ en hematita, y las paredes de dominio en medio se estiman tener un grueso de 0.01 a $0.1\ \mu\text{m}$.

Cualquier partícula más pequeña que el tamaño de un dominio debe ser *un solo dominio*, o *dominio simple*, o *dominio sencillo* (SD) puesto que no es lo bastante grande para contener paredes. En un cierto tamaño crítico la partícula puede subdividirse en dos o más dominios. La partícula es entonces de *multi-dominio* (MD). En una estructura simple con las paredes paralelas

de dominio (Fig. 3), las distorsiones de la latice son iguales y opuestamente dirigidas y la *energía magnetostrictiva* (Tabla 2) es cero.

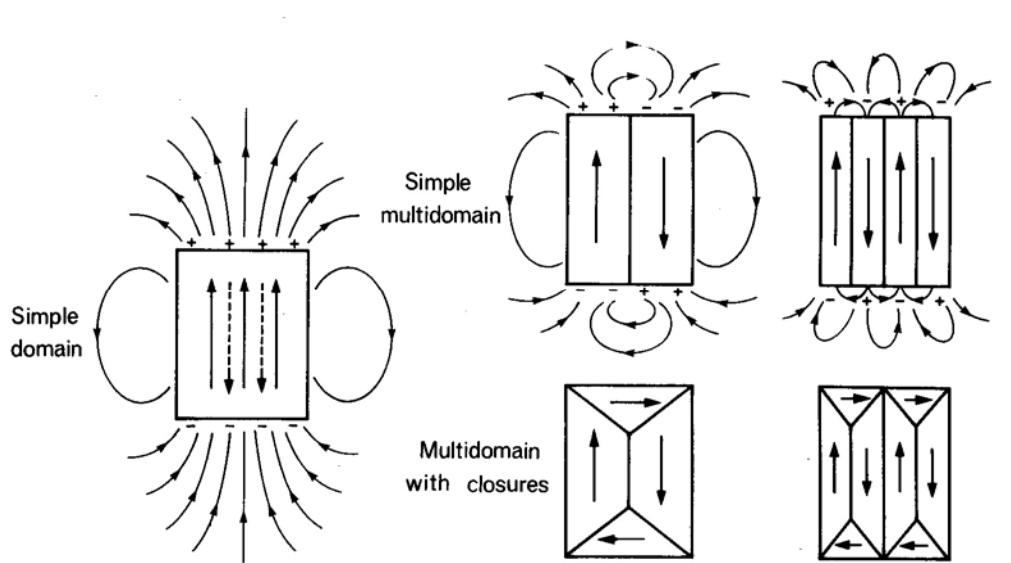


Figura 3. La subdivisión de un grano ferromagnético en dominios. Las magnetizaciones de dominio están indicadas por flechas continuas, las flechas a rayas indican el campo desmagnetizante y el campo con flechas curvas es el campo externo.

El magnetismo permanente presente en una roca se llama *magnetización remanente natural* (NRM). Usualmente constituye el vector resultante de la magnetización primaria adquirida cuando la roca se formó, y la magnetización secundaria adquirida durante subsecuentes tiempos geológicos.

Desafortunadamente, describir una magnetización como 'primaria' implica que fue adquirida cuando la roca fue formada. Ésto es a menudo un punto de incertidumbre y muchos investigadores prefieren asignar el término de *magnetización característica* a la remanencia encontrada a través de una formación geológica, porque evita connotaciones genéticas. En rocas ígneas una magnetización primaria puede ser adquirida enfriándose desde altas temperaturas a las temperaturas de bloqueo de los minerales magnéticos, y entonces se describe como *magnetización termoremanente* (TRM).

Los granos MD adquieren la mayoría de su TRM sobre un rango de algunas decenas de grados inmediatamente debajo del punto Curie, mientras que los granos SD tienden a adquirir su TRM sobre un rango de temperaturas bastante amplio. Cuando los materiales magnéticos se crean a temperaturas elevadas pero debajo de sus puntos Curie - tales como la magnetita en las serpentinitas y la hematita producida por actividad hidrotermal- adquieren un magnetismo que

tiene características similares a un TRM; esto se conoce como *remanencia termoquímica* (TCRM).

La magnetización adquirida cuando los cambios químicos producen nuevos materiales magnéticos (o los cambian de una forma a otra) a bajas temperaturas se denomina *magnetización remanente química* (CRM). Los granos con CRM o TRM primarios, pueden formar fragmentos detríticos como resultado del intemperismo, y estos granos tenderán a alinearse con el campo magnético de la tierra durante la sedimentación. Este efecto es más pronunciado cuando el tamaño de partícula es pequeño de modo que el tiempo de asentamiento se prolonga. El sedimento puede entonces adquirir una *magnetización remanente detrítica* (DRM).

El objetivo primario de la investigación paleomagnética es obtener un registro de las configuraciones pasadas del campo geomagnético. Así, el entendimiento del paleomagnetismo exige un cierto conocimiento básico del campo geomagnético.

Inicialmente, necesitamos definir el *momento magnético*, $\mathbf{M}$; la *magnetización*, $\mathbf{J}$; el *campo magnético*, $\mathbf{H}$; y la *susceptibilidad magnética*, χ . La unidad más pequeña de carga magnética es el dipolo magnético.

El *momento de dipolo magnético* o más simplemente *momento magnético*, $\mathbf{M}$, puede ser definido refiriéndose a cualquier par de las cargas magnéticas (Fig. 4a) o a un lazo de corriente eléctrica (Fig. 4b). Para el par de cargas magnéticas, la magnitud de la carga es m , y un vector infinitesimal de la distancia, $\mathbf{l}$, separa la carga positiva de la carga negativa. El *momento magnético*, $\mathbf{M}$, es

$$\mathbf{M} = m\mathbf{l}$$

Para un lazo con área A que lleva corriente eléctrica I , el momento magnético es

$$\mathbf{M} = I A \mathbf{n}$$

donde $\mathbf{n}$ es el vector de longitud unitaria perpendicular al plano del lazo. La dirección apropiada de $\mathbf{n}$ (y por lo tanto de $\mathbf{M}$) está dada por la *regla de la mano derecha* (enrollamiento de los dedos de su mano derecha en la dirección del flujo de corriente y apuntando el pulgar en la dirección apropiada de la normal unitaria, $\mathbf{n}$.) la definición del lazo de corriente del momento magnético se basa en que todos los momentos magnéticos son causados por las corrientes eléctricas. Sin embargo, en algunos casos, es conveniente imaginar los momentos magnéticos contruidos a partir de pares de cargas magnéticas.

Campo de fuerza magnética o *campo magnético*, $\mathbf{H}$, en una región se define como la fuerza experimentada por una carga magnética positiva de la unidad puesta en esa región. Sin embargo,

esta definición implica un experimento que no pueda ser realizado realmente. Un experimento que usted puede realizar (y probablemente tener) es observar el esfuerzo de torsión que alinea en un momento de dipolo magnético puesto en un campo magnético (Fig. 4c). El esfuerzo de torsión que alinea, Γ , es dado por el producto de cruz del vector

$$\Gamma = \mathbf{M} \times \mathbf{H} = M H \sin \theta \hat{t}$$

donde θ es el ángulo entre M y H como en la Figura 1.1c y $\hat{t}$ es el vector de la unidad paralelo a Γ en la Fig. 4c.

Un momento magnético que está libre para girar, se alinearán con el campo magnético. La aguja del compás tiene un momento magnético tal que alinearán con la componente horizontal del campo geomagnético, generando la determinación del azimut magnético.

La energía del alineamiento de los momentos magnéticos con los campos magnéticos frecuentemente se encuentra durante el desarrollo del magnetismo de rocas. Esta energía potencial se expresa por producto de punto vectorial:

$$E = - \mathbf{M} \cdot \mathbf{H} = - M H \cos \theta$$

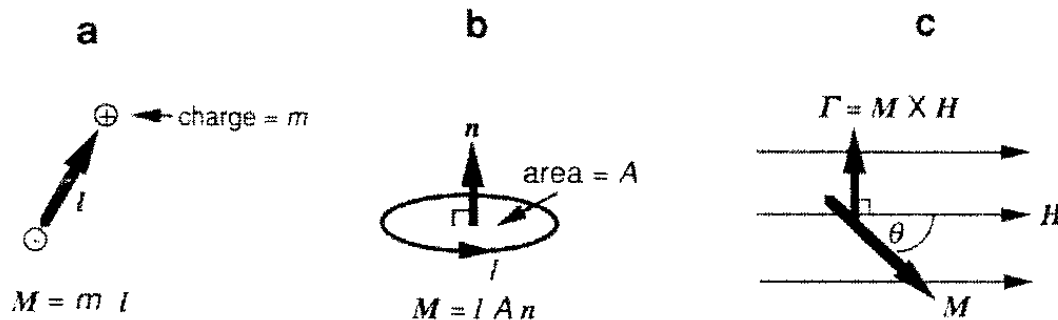


Figura 4. (a) Un dipolo magnético construido a partir de un par de cargas magnéticas. (b) Un dipolo magnético construido a partir de un anillo circular de corriente eléctrica. (c) Diagrama que ilustra el torque Γ sobre el momento magnético M , que se coloca dentro del campo magnético H .

La *intensidad magnética*, o *magnetización*, $\mathbf{J}$, de un material es el momento dipolar magnético por unidad de volumen. Para calcular la magnetización de un volumen particular, el vector de suma de los momentos magnéticos se dividen por el volumen que encierra al de los momentos magnéticos:

$$J = \frac{\sum_i M_i}{\text{volumen}}$$

donde M_i es el momento magnético constituyente. Hay dos tipos básicos de magnetización: *magnetización inducida* y *magnetización remanente*. Cuando un material es expuesto a un campo magnético H , adquiere una *magnetización inducida*, J_i . Estas cantidades están relacionadas a través de la *susceptibilidad*, χ :

$$J_i = \chi H$$

De esta manera, la *susceptibilidad*, χ , se puede considerar como la *magnetizabilidad* de una sustancia.

Los minerales ferromagnéticos

Los minerales de hierro responsables de la remanencia magnética en la mayor parte de las rocas corticales grafican dentro del sistema ternario FeO-TiO₂-Fe₂O₃ (Fig. 5a). Los óxidos en este sistema tienen temperaturas de solidificación entre 1600-1400°C, pero aunque comprenden solo un porcentaje pequeño de la mayoría de los magmas, se cristalizan con las fases de silicato a temperaturas en el rango 1200-800 °C. Se cristalizan generalmente como una fase temprana en magmas básicos, pero a menudo como última fase en magmas ácidos, especialmente en granitos. La cristalización es siempre completa a los 750 °C, y bastante en exceso a temperaturas en las que los minerales en este sistema pueden adquirir remanencia magnética. Las composiciones de los minerales de óxidos naturales en rocas ígneas se muestran en la Fig. 6 e ilustran la tendencia de las titanomagnetitas naturales a oxidarse hacia el grupo de titanohematitas; se conocen más correctamente como titanomaghemitas o espinelas catión-deficientes.

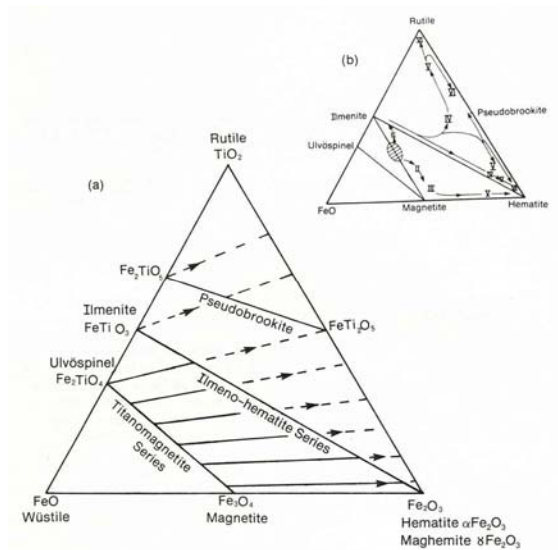


Figura 5. (a) El sistema ternario que incorpora a los óxidos de fierro-titanio

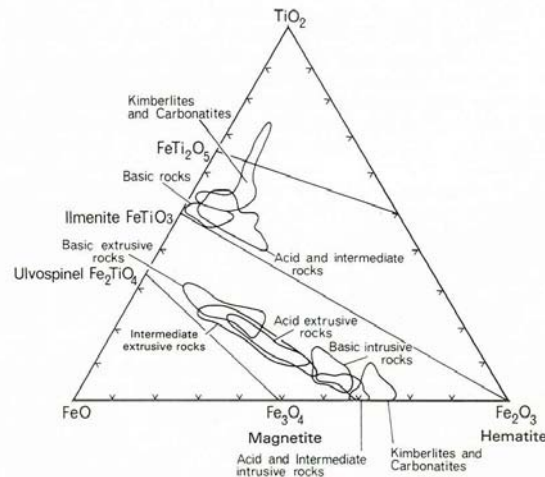


Figura 6. Composición de titanomagnetitas e ilmenitas naturales en rocas ígneas.

La serie de la hematita-Ilmenita

Titanohematites con la fórmula general $x\text{FeTiO}_3 \cdot (1-x)\text{Fe}_2\text{O}_3$ ocurren como intercrecimientos para valores de x entre 0.1 y 0.9 como una fase común en las rocas metamórficas, pero solo raramente como fase en rocas ígneas. Las composiciones de interés en palaeomagnetismo tienen valores de x entre 0.45 y 0.9 (Fig. 7). Las composiciones entre $x = 0.45$ y 0.6, aunque raras en la naturaleza, son de interés especial porque demuestran el fenómeno de la inversión propia, en la cuál el TRM se adquiere antiparalelamente al campo magnético ambiente. Primero fue observado en una piedra pómez japonesa de composición dacítica y es causado por una estructura que abarca dos sub-látices magnéticas, cada una con una temperatura de Néel diferente.

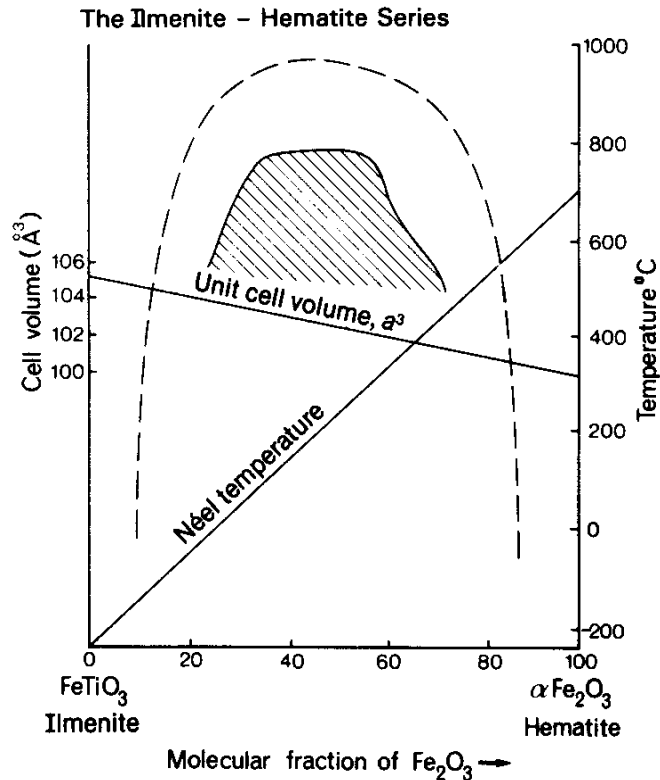


Figura 7. Línea curvada (solvus curve) de la Serie Hematina-Ilmenita que separa un campo de solución sólida homogénea (SSH) de otro con dos fases que se forman a partir de la SSH por exsolución. También se muestra la variación del volumen celular y la temperatura de Néel con la composición. Note que la ventana de miscibilidad en esta serie no está bien entendida, pero se estima que yace en algún lugar dentro del área sombreada.

La serie magnetita – ulvoespinela

La magnetita tiene simetría cúbica y posee la estructura inversa de la espinela. Los cationes del hierro se localizan en dos latices diferentes en la estructura conocida como A y B.

Debido a la presencia de dos cationes en la látice B por cada catión de la látice A y en virtud de que sus momentos atómicos están opuestamente dirigidos, existe un momento magnético neto que da a la estructura las propiedades ferrimagnéticas. Las propiedades magnéticas y ópticas de minerales ferromagnéticos se resumen en la Tabla 3.

Table 3 Summary of the main properties of the opaque phases commonly encountered in the study of magnetic minerals.

	Density kg/m ³	Hardness	Saturation Magnetisation* (A.m ² kg ⁻¹)	Reflectivity in air (%)	Characteristics in reflected light
Magnetite	5160–5220	5½–6½	90–93	21	Isotropic, weak grey to tan colours
Ulvöspinel	4800	5½–6½	paramagnetic	16	Isotropic, tan brown–reddish brown
Hematite	5300	5–6	0.2–0.4	25–28	Anisotropic, weak light grey colour, bluish tint, deep red internal reflections
Ilmenite	4800	5–6	paramagnetic	17–19	Anisotropic, white to brownish grey, pleochroic
Rutile	4250	5½–6½	paramagnetic	21	Anisotropic, medium grey colour
Pyrrhotite	4580–4650	3½–4½	1–20	37–42	Anisotropic, pale cream colour
Pyrite	5010	6–6½	paramagnetic	54	Isotropic, pale yellow colour
Maghemite	4700–4900	5½–6½	80–85	23	Isotropic, blue to grey
Goethite	~ 4300	5½–6½	≤1	13–18	Anisotropic, blue grey to yellow or brown grey, brown–yellow internal reflections.

* At room temperature. Reflectivity is the fraction of the incident light which is reflected from a polished grain surface and is measured by a prism photometer or a photoelectric cell; relative magnitudes are used qualitatively in routine work. Colour descriptions of the less distinctively coloured minerals (magnetite, ulvöspinel and hematite) tend to be subjective and other shades may be observed. The other phase commonly encountered in the study of magnetic minerals is pseudobrookite (density 4140 kgm³, hardness 5½–6, orthorhombic); it is distinguished from rutile by its dark grey colour. For comparative colour identification of these minerals see Battey (1967).

Maghemite

Este mineral ($\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3$) tiene la misma composición química que la hematita, pero posee la estructura cúbica inversa de la espinela con una vacante entre nueve de las posiciones de Fe^{3+} . La dimensión celular es 8.35 Å. La similitud de estructura con la magnetita le da propiedades

comparables a la magnetita y la saturación de magnetización ($80\text{-}85 \text{ A}\cdot\text{m}^2 \text{ kg}^{-1}$) es casi igual de alta. El defecto de la láttice se estabiliza por cantidades pequeñas de impurezas que controlan las temperaturas variables, (en su mayor parte en el rango de $300\text{-}350^\circ\text{C}$), en la que la maghemite se convierte a hematita; debido a esta conversión, el punto Curie verdadero no se conoce con precisión, pero se cree estar cerca de los 645°C .

Goethite

El grupo mineral de hidróxidos de fierro, que se llama vulgarmente "limonite", ocurre como un complejo de cuatro estructuras cristalinas que sólo uno, la goethite ($\alpha\text{-FeOOH}$), lleva una magnetización remanente. Tiene una estructura antiferromagnética, pero debido a impurezas y distorsiones de la láttice, la cancelación de momentos opuestos no es exactamente completa y una proporción pequeña de iones contribuyen a un débil pero estable ferrimagnetismo con una temperatura Curie de $110\text{-}120^\circ\text{C}$.

Pirrotita

Entre el sulfuro raro de fierro, troilite (FeS), que es monoclinico y antiferromagnético, y el sulfuro común, pirita (FeS_2), que es cúbico y paramagnético, hay una gama de composiciones intermedias con la fórmula general Fe_{1-x}S for $0 < x < 0.13$ que contienen regiones ordenadas y desordenadas en la láttice. Éstos incluyen pirrotitas, que van de la simetría monoclinica (pseudo-hexagonal) a la simetría hexagonal verdadera. La mayoría es sólo levemente ferrimagnética, pero el rango composicional $x = 0.09$ a $x = 0.13$ es totalmente ferrimagnético con una magnetización espontánea que varía hasta $26 \text{ A}\cdot\text{m}^2 \text{ kg}^{-1}$ y un punto Curie de 320°C .

Teoría del magnetismo en rocas y minerales

Propiedades de las partículas superparamagnéticas, de dominio simple y multi-dominio.

Se han definido tres rangos de tamaño para las partículas ferromagnéticas, cada una caracterizada por un comportamiento magnético distintivo, a saber superparamagnético (SP), dominio simple (SD) y multi-dominio (MD). Estos tres campos están bien establecidos por estudios experimentales tales como el clásico ilustrado en la Fig. 8.

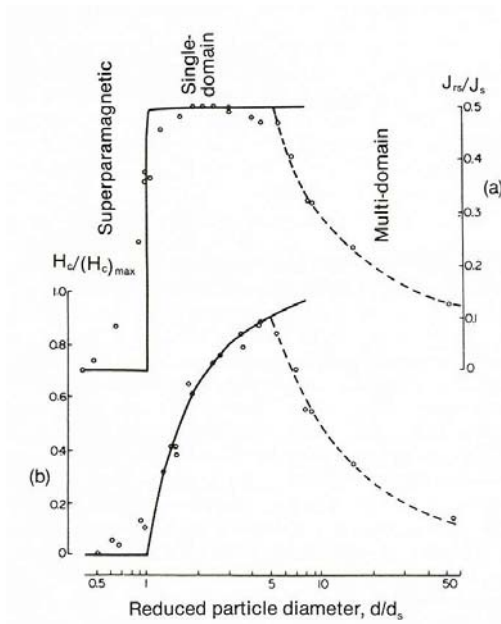


Figura 8 (a) Remanencia de saturación y (b) Fuerza coercida de partículas esféricas de hierro electrodepositadas a temperatura ambiente.

Se cree generalmente que la remanencia estable reside en granos SD, mientras que los componentes menos estables están situados en granos grandes MD o bien en los granos hiperfinos SP en los cuales la activación termal desempeña un papel dominante. Sin embargo, el comportamiento SD abarca solo una parte muy pequeña del espectro de tamaños en la mayoría de las rocas que contienen magnetita, y una variedad de evidencia experimental indica que hay una gama de tamaños más amplia sobre la transición de tamaños de SD-MD, dentro de los qué las partículas tienen un comportamiento reminiscente del rango SD y pueden también conservar una memoria magnética. Éste es el campo del comportamiento del pseudo- dominio simple (PSD).

Los momentos magnéticos constitutivos en un material cristalino tienen ejes o planos de magnetización 'fácil', e incluso la magnetita con su simetría cristalina cúbica tiene características magnéticas anisotrópicas. La anisotropía es debida a la forma y a la estructura cristalina, con contribuciones subordinadas de la tensión y a veces de un paleomagnetismo y del campo aplicado a la corteza continental, mientras que se pasa por un enfriamiento a través de la temperatura crítica. El trabajo hecho para magnetizar un grano se puede escribir en la forma:

$$E_{AN} = E_0 + K_1 f_1(\theta) + K_2 f_2(\theta) + K_3 f_3(\theta) + \dots$$

dónde θ es el ángulo entre el campo aplicado y la dirección de interés, y K_1 , K_2 , K_3 , etc. son las constantes de anisotropía. E_{AN} es un mínimo en el 'fácil' y un máximo en la dirección o plano de 'dureza'.

En presencia de un campo externo, los granos SD adquieren una energía adicional relacionada con la dirección del campo aplicado. Estos granos no pueden cambiar su dirección o magnetización hasta que el campo aplicado excede la barrera de energía; entonces la magnetización puede cambiar, o pasar, a otra dirección fácil. Este campo crítico es el *campo de conmutación*.

Coercividad

La coercividad es una medida de la resistencia de la estructura de dominio a los cambios. En granos MD está relacionada al diámetro del grano, d , por una relación de la forma:

$$H_c \propto \frac{1}{d^n}$$

donde n es un índice en el rango de 0.25 y 1.

Debido a que los cambios en la magnetización se derivan principalmente del movimiento de las paredes de dominio, la coercividad es determinada por obstrucciones tales como las dislocaciones de la láttice e impurezas. En granos SD la coercividad es dependiente de la anisotropía (o del control direccional), y de la energía magnética de la partícula. En granos SD de magnetita, los valores simples son asignados a tres barreras de energía anisotrópica y sus fuerzas coercivas equivalentes, que son:

- | | | |
|-----------------------|----------------------------|--------------------------------|
| 1. Magnetocristalina: | $E = 2K_1$ y | $H_c = 2K_1/J_s$ |
| 2. Forma: | $E = (N_b - N_a) J_s^2$ y | $H_c = (N_b - N_a) J_s$ |
| 3. Esfuerzo: | $E = 3/2 \lambda \sigma$ y | $H_c = 3 \lambda \sigma / J_s$ |

donde N_a y N_b son los factores de desmagnetización a lo largo de los ejes menor y mayor del esferoide (alargado en los polos), y J_s es la magnetización espontánea.

Remanencia química

La CRM se adquiere por cambios químicos debajo de la Temperatura Curie o de Néel. Tiene propiedades comparables al TRM, y la Teoría de Néel sobre la adquisición de TRM se puede adaptar para explicar ésto. Cuando el cristal crece, inicialmente es tan pequeño que se comporta como una partícula superparamagnética. El tiempo de relajación aumenta logarítmicamente con el aumento en el volumen y el tamaño de partícula puede pasar eventualmente a un cierto *volumen de bloqueo crítico* V_B , en el que T llega a ser grande y la remanencia es bloqueada.

Anisotropía de la susceptibilidad

Aunque todos los minerales magnéticos tengan anisotropía magnetocristalina, los granos están orientados aleatoriamente en muchas rocas, y el magnetismo resultante es isotrópico. Sin embargo, si existe una alineación de los ejes cristalográficos dentro de una asociación de granos, la anisotropía cristalina estará presente.

Además, por su uso en la solución de petrotexturas, la anisotropía es de importancia en paleomagnetismo, porque es necesario saber el grado de anisotropía que puede ser tolerado antes que la dirección de NRM se desvíe hacia un ángulo inaceptablemente grande de la dirección verdadera de campo ambiental.

Aunque se observa una correspondencia cercana entre las texturas magnética y de esfuerzo en rocas metamórficas de bajo- a mediano grado, hay mucho menos alineación entre la textura magnética y susceptibilidad en las de grado más alto, sugiriendo que los esfuerzos regionales son sólo localmente efectivos en la orientación de granos magnéticos pequeños en una matriz de silicato.

Magnetización en las rocas

El NRM de muchas rocas comprende por lo menos dos componentes, y el objetivo de las técnicas de desmagnetización parcial es reconocer y separar estos componentes. Generalmente es mucho más difícil, sin embargo, identificar sus fuentes.

Rocas ígneas: ambiente plutónico

Las rocas plutónicas se enfrían lentamente formando granos grandes que generalmente tienen el tiempo para equilibrarse uno con otro. Debido a que son mantenidos a temperaturas elevadas por espacios de tiempo prolongados, la mayoría de la remanencia se reajusta continuamente en la medida en que cambia el campo magnético.

En el ambiente plutónico, el equilibrio por disminución de temperatura sobre espacios de tiempo prolongados (y por lo tanto, disminución en el contenido de TiO_2), la disminución en la fugacidad de oxígeno y un tamaño de grano mayor que en los ambientes hipabisal y volcánico, se combinan para hacer una subdivisión de granos de titanomagnetite al mínimo, a través de la exsolution de lamelas, un fenómeno inusualmente observado. La atención se enfoca en el exsolución de Fe^{2+} y Fe^{3+} en óxidos que forman barras y placas paralelas a los planos de crucero en las fases de silicato.

Rocas ígneas: medios ambientes volcánicos e hipabisales

En el otro extremo, los materiales enfriados rápidamente, tales como la capa exterior vítrea de las lavas en almohadilla y de las vetas de pseudotaquilita (que resultan de la fusión friccional en planos de falla), tienen un TRM puro adquirido en períodos de no más de pocos segundos y que reside en granos de magnetita fina.

Sin embargo, las regiones volcánicas presentan medios ambientes porosos de baja presión, especialmente sujetos a la circulación de líquidos magmáticos residuales. Estos efectos pueden producir fenómenos aumentados de exsolution y oxidación, que pueden modificar o reemplazar la fuente del TRM inicial.

Se han reconocido varios grados de exsolución y oxidación de lamelas de ilmenita; se subdividen en seis clases:

1. Titanomagnetite homogénea con no exsolucion de ilmenita.
2. y 3. Titanomagnetite con $<$ (clase 2) or $>$ (clase 3) 50% del área del grano cubierto por lamelas densas de ilmenita.
4. Las lamelas de ilmenita son pseudomorfos de hematita y otros productos de decomposición.
5. Las lamelas originales de ilmenita son reemplazadas por agregados de hematita, rutilo y pseudobrookita. La magnetita desarrolla barras de espinela.
6. El grano consiste en un agregado de hematita, pseudobrookita y rutilo, y las lamelas originales han desaparecido enteramente, o son preservadas sólo como una estructura de fantasma.

Los flujos de lava pueden exhibir las seis clases de exsolución y oxidación de titanomagnetita, a menudo dentro de una sola unidad de flujo, mientras que las rocas ácidas tienden a ser más oxidables que las rocas básicas, probablemente porque a menudo tienen un contenido más alto de agua.

Debido a que la alteración deutérica es un fenómeno post-magmático, no afecta perceptiblemente el tiempo en el que la remanencia primaria se adquiere, pero actúa cerca de los puntos Curie de las fases magnéticas, lo que significa que la remanencia es CRM mas bien que TRM.

Ophiolites y serpentinitisation

El metamorfismo de una sección completa de corteza hacia la facies de esquisto verde conduce a una reducción en la magnetización, aunque algunas meta-doleritas pueden preservar una fracción de su NRM, debido a que los granos grandes son más resistentes a la cloritización. Como resultado, muchos complejos ophiolíticos tienen propiedades magnéticas débiles. Las

excepciones son aquellas facies que se han serpentinisado. La serpentinitisation es causada por la acción de sistemas hidrotermales sobre la facies ultrabásica en la corteza oceánica y manto superior.

Rocas Sedimentarias.

Ambiente deposicional: magnetizaciones remanentes deposicionales y magnetizaciones remanentes detríticas post-deposicionales.

Las rocas sedimentarias clásticas comprenden a las partículas detríticas reconstituidas formadas a partir de los procesos de intemperismo. Pueden haberse depositado en aire, agua, o por flujo gravitatorio. Las partículas sedimentarias incluyen generalmente granos que ya han adquirido una remanencia, y estos granos son influidos por cuatro fuerzas durante la sedimentación: gravitacional, hidráulica, térmica y magnética. La fuerza magnética es dominante para granos ferromagnéticos con diámetros de 20 μm . Estos granos pueden llegar a ser orientados en un fluido en cuestión de segundos, a medida que el grano gira para físicamente alinear su remanencia fija con el ambiente del campo geomagnético; sin embargo, para partículas muy pequeñas ($<0.1 \mu\text{m}$) los movimientos brownianos tenderán a aleatorizar esta alineación.

El sedimento depositado en agua tiene un empaquetamiento no consolidado, en el que los granos presentan contacto mínimo entre sí, y saturados completamente con agua. Cuando la sedimentación avanza los granos se compactan en una configuración más apretada y el agua intergranular es gradualmente expulsada. Los granos magnéticos más pequeños en una matriz de granos más grandes se giran en la dirección del campo ambiental durante este proceso. Los procesos que imparten una magnetización detrítica podrían operar después de la deposición, introduciéndose el término *magnetización remanente detrítica post-deposicional* (de aquí en adelante referida como PDDRM).

Debido a que los sedimentos son complejos magnéticos y sistemas texturales, generalmente es difícil demostrar que una remanencia es DRM o PDDRM. Claramente, un error de inclinación (si se presenta), será indicativo de un DRM, pero al revés no necesariamente sería el caso.

Ambientes diagenético y de intemperismo: las magnetizaciones remanentes químicas

A medida que los sedimentos se acumulan, el peso de los sedimentos suprayacentes reduce progresivamente el espacio de poro subyacente y expulsa el agua intergranular. Este proceso puramente físico está acompañado de los cambios químicos que actúan para cementar el sedimento y formar una roca consolidada. Los cambios químicos incluyen la solución y deposición por la fase acuosa, la desintegración de silicatos minerales inestables, y las reacciones

orgánico-inorgánicas que resultan del decaimiento de materia vegetal y animal. Estos cambios son promovidos por el aumento de la temperatura debido tanto al gradiente geotérmico como a las reacciones orgánicas exotérmicas.

Lechos rojos

Los sedimentos ampliamente agrupados como 'rojos' deben su color a la hematita finamente diseminada y poseen un fuerte NRM (10^{-4} a 10^{-6} A.m²kg⁻¹). Ocurren más comúnmente en secuencias fluviales y eólicas, áridas a semiáridas, y en ciertos ambientes marinos someros y costeros asociados a climas húmedos. Su amplio desarrollo en el pasado ha sido favorecido por niveles bajos de agua y áreas continentales anchas en latitudes bajas a intermedias.

La hematita se presenta en dos fases principales, una como granos detríticos y como granos bien cristalizados (especularita), con un rango de tamaño entre 5-500 μ m, y otra como fase diagenética de grano fino que reviste a los granos de silicato detrítico con un tamaño de grano en su mayor parte de <2 μ m. Los granos de specularita se consideran por lo general que llevan un DRM o PDDRM, pero pueden también llevar un CRM, porque, generalmente, los granos no son enteramente de origen detrítico.

La única fase de la hematita que se puede interpretar inequívocamente como detrítica a partir de la observación petrográfica, es el intercrecimiento hematita-ilmenita de alta temperatura. Los componentes magnéticos en sedimentos rojos son distinguidos rutinariamente por la desmagnetización térmica y, en muchos casos, el pigmento se observa tener un espectro de temperatura de bloqueo más bajo que el de los granos de specularita y que la roca entera. Puede no ser posible reconocer los componentes de esta manera si su espectro de temperatura de bloqueo se superpone estrechamente; una combinación de técnicas de desmagnetización térmica y química es más apropiada en estos casos.

El origen de la remanencia en sedimentos rojos se resuelve en gran parte si los resultados paleomagnéticos se ven en el contexto de la edad del sedimento, debido a que la mayor parte de los ejemplos con remanencia atribuida a DRM o PDDRM son de edad precámbrica, mientras que la mayor parte de aquellos con remanencia ligada a un CRM diagenético son de edad Fanerozoica. A su vez, esto probablemente refleje el potencial creciente de redox de la atmósfera a través del tiempo geológico. La atmósfera de la Tierra había alcanzado sólo el 3 % de su nivel presente de oxígeno en tiempos del Precámbrico tardío. Los niveles de oxígeno comenzaron a subir notablemente entre los 800-600 Ma y parecen haber alcanzado por lo menos el 10 % del

nivel presente a fines del Paleozoico Inferior, para rápidamente obtener los niveles actuales en tiempos Carboníferos. Así, el ambiente diagénético ha estado oxidándose fuertemente sólo desde el precámbrico tardío.

Cuando un DRM o PDDRM se preserva, ello implica que la diagénesis fue rápida y con alteración mínima de los granos detríticos; éste es el caso de las areniscas maduras, en las que todas las fases, excepto el cuarzo y la fracción de minerales pesados estables, han sido removidas antes de la depositación, y cuando la circulación de aguas subterráneas es rápidamente inhibida. Los componentes de DRM o PDDRM serán reemplazados total o parcialmente por un rango complejo de CRMs cuando los sedimentos contienen fases de silicato detríticos inestables, o si hay una larga historia diagénética (Fig. 9)

Calizas

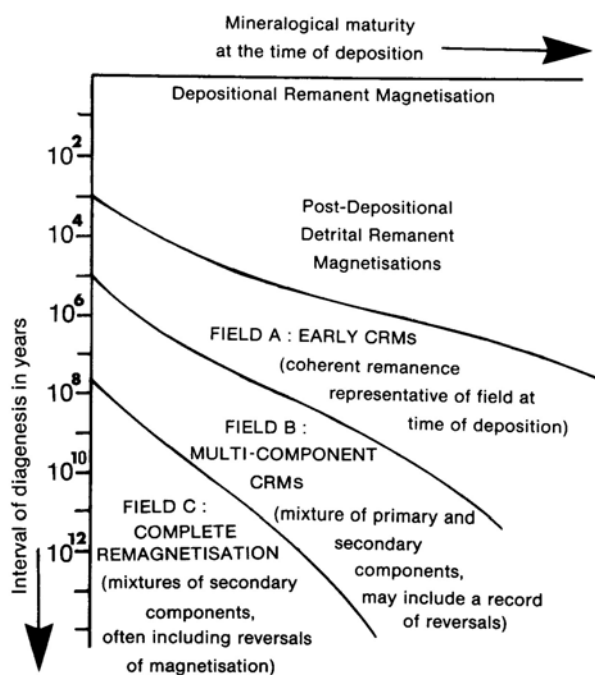


Figura 9. Tipos de magnetismo en lechos rojos como una función de la madurez mineralógica y del período de diagénesis. Modificado según Turner (1980) y Tarling (1983). Sedimentos Tipo A contienen una componente predominantemente DRM o PDDRM adquirida sobre un intervalo corto de tiempo; ellos son capaces de registrar la variación secular, y las transiciones de polaridad geomagnética están estratigráficamente definidas. Los sedimentos del tipo B, cuyos componentes múltiples y antiparalelos pueden ser demostrados con frecuencia por partimiento de muestra o por una combinación de desmagnetización térmica y química, indican una adquisición por períodos de 10^4 - 10^5 años. Los sedimentos del tipo C con una remanencia que reside enteramente en las fases diagénética, a menudo se origina durante el plegamiento o posteriormente, contrastando con el registro paleomagnético del los fragmentos volcánicos incluidos; a menudo una sola polaridad está presente y las direcciones están típicamente bien agrupadas. Los ejemplos del Tipo A son encontrados en rocas Precámbricas; son menos comunes en rocas del Fanerozoico aunque pueden incluir algunas formaciones Triásicas. Los ejemplos del tipo B se encuentran en el Precámbrico tardío y en rocas del Fanerozoico y muchos ejemplos buenos se han reconocido en rocas Devónicas y Carboníferas. Los ejemplos del tipo C se han descrito en rocas Permo-Triásicas y del Terciario al Reciente.

Aunque débilmente magnetizadas, las calizas son atractivas para el estudio paleomagnético, porque pueden ser fechadas con precisión debido a su contenido de fósiles y con frecuencia,

ocurren en secuencias gruesas y continuas adecuadas para los estudios de magnetoestratigrafía. Además, las calizas parecen registrar exactamente el campo dipolar sin errores de inclinación o declinación y su remanencia a menudo parece ser PDDRM adquirida debajo de los niveles de bioturbación, o de CRM diagenético.

La magnetita se precipita también biológicamente en los dientes de los chitones (una clase de moluscos) donde toma la forma de cristallitos estrechamente empaquetados con 0.1 μm en tamaño, cayendo en gran parte en el rango de tamaño de SD.

Además, ciertas bacterias del lodo acuoso se han visto que contienen cadenas lineales de 5 - 20 granos de magnetita, cada uno con 0.1 μm en tamaño. Estas bacterias son magnetotácticas y tienden a desplazarse conforme a las líneas de fuerza del campo magnético de la Tierra; la mayoría de los otros tipos de bacterias son chemotácticas o phototácticas.

Formaciones bandeadas de mineral de hierro

Los resultados derivados de formaciones de mineral de hierro comprenden una parte importante de los datos palaeomagnéticos más antiguos de (2800-1800 Ma).

El desarrollo de formaciones bandeadas de mineral de hierro en tiempos del Arqueano y Proterozoico temprano reflejan una amplia dispersión de hierro ferroso en el ambiente sedimentario durante estos tiempos. Con el aumento en el oxígeno atmosférico, el hierro fue oxidado profusamente al estado férrico, por lo que pasó a ser menos móvil en el ambiente acuoso.

Rocas Metamórficas

Las condiciones elevadas de temperatura y presión impuestas por metamorfismo regional, promueven la alteración tanto de los minerales magnéticos, que se han estabilizado en el ambiente sedimentario, como de los minerales metaestables que han sobrevivido en rocas ígneas. Las etapas iniciales son cubiertas por los procesos de diagénesis avanzada y de alteración hidrotermal. Los efectos de grado más bajo, asociados con la formación de minerales de zeolite, son sucedidos por el metamorfismo en grado de clorita (facies de esquisto verde) a temperaturas de 250 - 300 °C y presiones de 2 kbar (Fig. 10).

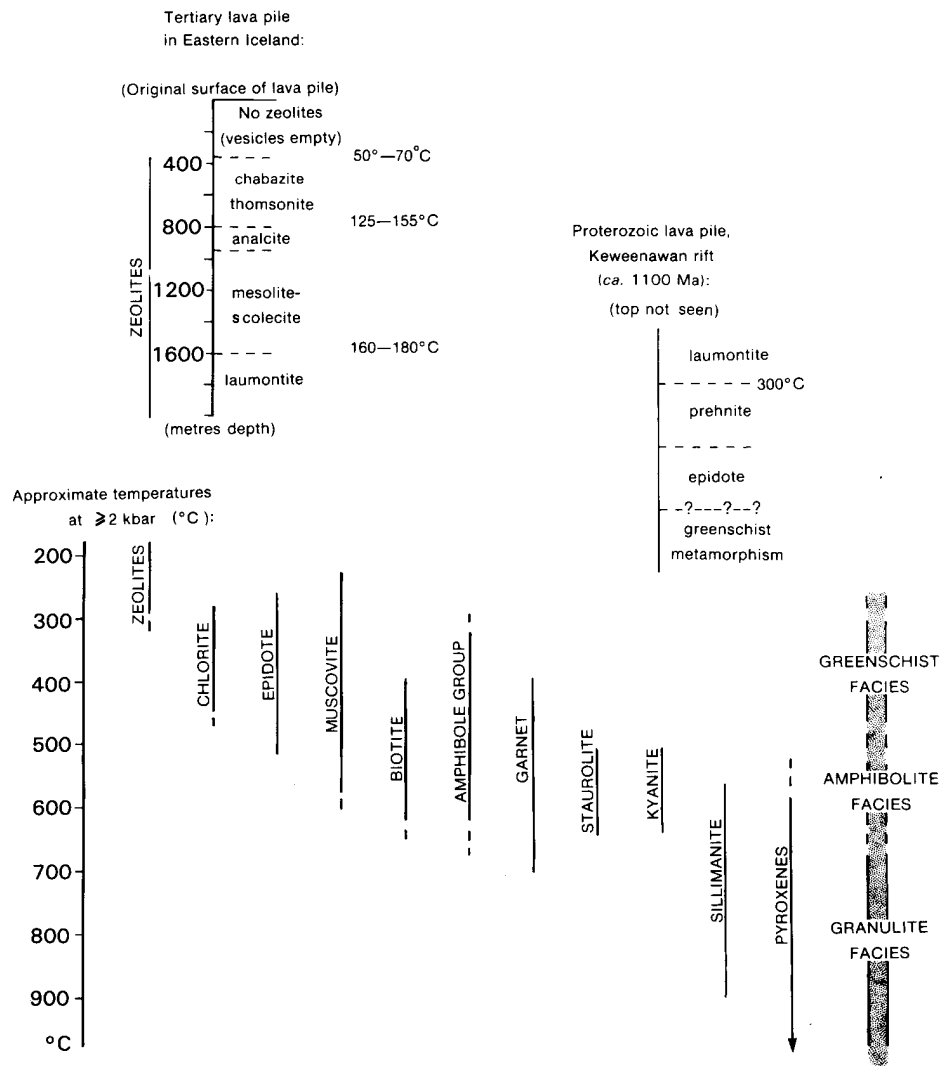


Figura 10. Facies metamórfica con minerales diagnósticos de la facies de zeolita, esquistos verde, anfíbolita y granulito. Las temperaturas indicadas para las transformaciones hidrotermales constituyen datos existentes para profundidades ≤ 2 kb o 5-6 km. Los rangos de temperatura para el esquistos verde y minerales de más alto grado son figuras aproximadas aplicables a presiones de ≥ 2 kb.

Los óxidos de hierro en rocas metamórficas reflejan las condiciones del metamorfismo sólo cuando han experimentado recristalización completa. La recristalización completa puede ser alcanzada probablemente por un metamorfismo regional prolongado en la facies de esquistos verde – anfíbolita inferior, debido a que la magnetita se reporta extensamente en los tipos de roca que caen en estas facies, incluyendo a los esquistos y cuarcitas. También la magnetita puede formarse a partir de la destrucción de silicatos de hierro tales como la biotita.

Métodos de campo y laboratorio

Objetivos

Un estudio paleomagnético se diseña para determinar la dirección media y/o la intensidad del campo geomagnético antiguo sobre el intervalo (o intervalos de tiempo) durante el cual una roca adquirió su NRM. Varios factores necesitan ser tomados en consideración al diseñar tal estudio. Dado que el campo geomagnético experimenta una variación secular, con cambios direccionales de 10°- 25° en 1000 años, normalmente será necesario muestrear en varias localidades donde las magnetizaciones se hayan adquirido con toda probabilidad en tiempos diferentes.

Con tal de que el eje del campo invertido sea precisamente antiparalelo al eje normal, las inversiones no afectarán normalmente la dirección media de la magnetización definida por el estudio. Dado que las inversiones suceden en un intervalo de tiempo (10^3 - 10^4 años) que es breve si se compara con el intervalo típicamente muestreado en un levantamiento paleomagnético, las direcciones intermedias del campo geomagnético registrado durante una inversión es probable que comprendan sólo una fracción pequeña de la colección total; por lo general se separan del cuerpo principal de datos empleando un criterio de exclusión.

Muestreo de campo

Un solo afloramiento se puede considerar que ha sido magnetizado durante un espacio de tiempo corto (1-100 años) tal como un dique, un flujo de la lava, o (en algunos casos) un solo estrato sedimentario; el afloramiento se considera como un *sitio* para propósitos de muestreo paleomagnético.

Varias muestras, distribuidas sobre unos pocos metros cuadrados del afloramiento, normalmente se orientarán individualmente en el *sitio*, a fin de aminorar los errores de la orientación y para probar las variaciones del registro de magnetización. Uno o más especímenes, generalmente obtenidos en núcleos de perforación, pueden ser seccionados en tamaños específicos para mediciones de laboratorio. El desvío de la aguja imantada de la brújula, puede utilizarse para determinar la dirección aproximada de la remanencia en rocas totalmente magnetizadas; este método se ha aplicado extensamente para definir la naturaleza normal o invertida de la remanencia en rocas volcánicas del Cenozoico y constituye un instrumento de mapeo estratigráfico efectivo en tales ambientes, considerando que las rocas no hayan adquirido componentes apreciables de VRM ni IRM.

Por lo general, entre cinco y ocho especímenes seccionados de tres a seis muestras se

consideran adecuadas para definir la dirección de NRM. Se obtiene una ventaja escasa de muestrear más detalladamente en un sitio, a menos que estén presentes más de un componente de magnetización. Un mínimo de cinco sitios es necesario para obtener un promedio razonable de la dirección del campo geomagnético, pero es preferible tener muchos más.

Las *muestras de bloque* se obtienen fragmentando primero piezas adecuadas de un afloramiento, recortándolas como sea necesario, y luego colocándolas en su posición original del terreno para orientarlas. La orientación se puede registrar dibujando la línea de la traza del rumbo y su inclinación sobre una superficie plana, utilizando la brújula y el clinómetro, o marcando una línea horizontal alrededor de todo el bloque como sea posible, registrando el azimut del campo magnético con flechas en la cara superior. Si se emplea una superficie plana, la muestra se reorienta en el laboratorio con esta superficie en posición horizontal, perforándola con un taladro vertical de núcleos.

Algunas veces se produce una magnetización conocida como *remanencia inducida por perforación* (DIR), debido a las operaciones del taladro en ambos tipos de muestreo.

Magnetómetros

Todas las técnicas estándar de mediciones paleomagnéticas asumen que la remanencia de la muestra se corresponde con un imán dipolar sencillo en el centro del espécimen. Ésto solo será cierto si el espécimen es una esfera homogéneamente magnetizada, y si el instrumento de medición está lo suficientemente lejos del espécimen. Por lo general, la aproximación práctica más conveniente de esta forma ideal es un núcleo cilíndrico, o a veces, un cubo cuando el corte es de sedimentos suaves. Con tal de que la relación longitud:diámetro del cilindro esté en el rango de 0.8 – 0.9, los errores causados por la forma de la muestra serán menores que los errores aleatorios de la medición; una proporción óptima de 0.87 se requiere para estos estudios.

Análisis cuantitativo de datos paleomagnéticos

Direcciones paleomagnéticas y sus presentaciones: *Proyecciones esféricas*

La dirección del campo paleomagnético es referido al plano horizontal, en términos de la *declinación*, D (ángulo medido a la derecha del norte geográfico), y de la *inclinación*, I, ángulo

medido hacia arriba (considerado negativo), o hacia abajo (considerado positivo) del plano horizontal.

La ventaja de las gráficas ortogonales es que dan la impresión inmediata del número de componentes que constituyen un NRM y el grado al que sus espectros de temperatura de bloqueo o de coercividad se superponen.

Las proyecciones ortogonales se utilizan cada vez más en estudios paleomagnéticos, para ilustrar el comportamiento de muestras representativas con la desmagnetización progresiva, mientras que las proyecciones esféricas convencionales se emplean para ilustrar los grupos de direcciones en varias etapas del tratamiento.

Combinando direcciones de magnetización: *Estadística de Fisher*

Sir Ronald A. Fisher (1890 – 1962) desarrolló un método para el análisis estadístico de una población de direcciones que se emplea rutinariamente en paleomagnetismo. Se basa en una función circularmente simétrica de la densidad, en que las direcciones se consideran, en términos de sus proyecciones, como puntos en una esfera. De manera análoga a la distribución Gaussiana de dos dimensiones, se propone que tengan una densidad de la probabilidad, $P(\psi)$, dada por:

$$P(\psi) = \frac{\chi}{4 \pi \sinh \chi} \exp (\chi \cos \psi)$$

Direcciones medias de magnetización del sitio y del grupo

Los resultados paleomagnéticos de cualquier sitio de muestreo pueden ser influenciados por varios factores que pueden causar que la remanencia medida se desvíe de la dirección verdadera del campo paleomagnético en la localidad de la muestra. Los factores incluyen:

1. Influencia de anomalías magnéticas locales durante la magnetización inicial;
2. Grados variables de desviación de la isotropía magnética;
3. Errores variables de inclinación y compactación (en el caso de sedimentos).
4. Errores de orientación durante la recolección.
5. Eliminación incompleta de componentes secundarios en el laboratorio.

Distribuciones de Fisher y Bingham

Para llevar a cabo una prueba rigurosa en un gran número de direcciones de muestras o de sitios, es necesario asegurarse que se obedezca la distribución fisheriana.

Se recomienda el uso de la función de densidad de Bingham para el análisis paleomagnético, porque puede engendrar distribuciones que sean circulares, elípticas, o distribuidas a lo largo de un gran círculo, según los parámetros escogidos. Parecería más apropiado al problema paleomagnético porque:

1. Casi todas las distribuciones verdaderas de direcciones paleomagnéticas tienen máximos que son más agudos y más estrechamente distribuidos alrededor de la media que la correspondiente distribución de Fisher.
2. Una distribución circular de direcciones se convierte en una distribución de polos con forma oval en la aplicación de la fórmula dipolar axial, y la distribución alargada de polos se engendra por desviaciones de la simetría dipolar y movimiento errabundo polar.
3. La colocación de trazas de direcciones a lo largo de un gran círculo ocurre cuando los vectores magnéticos son mezclas de dos componentes de remanencia.
4. Las direcciones invertidas no tienen que ser cambiadas a sus posiciones antiparalelas para calcular la media general.
5. La distribución de Bingham puede acomodar otros datos dipolares, tales como ejes de susceptibilidad magnética.
6. Las direcciones intermedias pueden ser acomodadas por función.

Desgraciadamente, debido a que los cálculos requeridos para evaluar los parámetros de la distribución Bingham son tediosos y conceptualmente más complejos que los parámetros definidos por la distribución Fisher, no han sido extensamente empleados.

Identificación y separación de componentes magnéticos

Normalmente, el NRM constituye la suma vectorial de la magnetización primaria y una o más magnetizaciones secundarias. Uno de los últimos componentes es probable que sea una remanencia viscosa adquirida en el campo magnético presente, pero los componentes secundarios de remanencia antiguos pueden ser tan interesantes como la remanencia primaria, dado que a menudo registran una respuesta al levantamiento regional, al plegamiento, al metamorfismo termal o al metasomatismo. El objetivo de los estudios de desmagnetización en el laboratorio es, en parte, para invertir la historia de adquisición de la remanencia en la naturaleza y para recuperar las direcciones de estos componentes.

Sustracción vectorial

La situación co-planar general que comprende dos vectores se ilustra en la Fig. 11 en tres etapas arbitrarias de desmagnetización 1, 2 y 3. Sobre este rango del tratamiento de desmagnetización, ambos componentes J_A y J_B se reducen en intensidad cuando una fracción de cada componente se resta. La magnetización resultante cambia en magnitud y dirección, como se muestra por las flechas. Las barras sólidas son los *vectores restados* sobre cada intervalo del tratamiento.

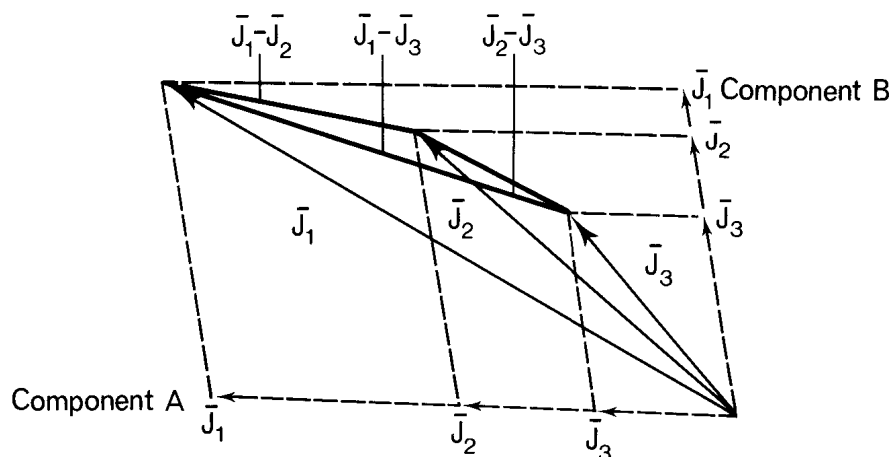


Figura 11. Sustracción de vectores. El caso general cuando dos componentes son reducidos simultáneamente por medio de un tratamiento de limpieza en tres etapas arbitrarias de limpieza 1, 2 y 3. Las líneas a rayas son los componentes, las flechas son los vectores resultantes, y las líneas gruesas son los vectores de la sustracción.

Otros métodos

El análisis de multivariación se puede emplear en dos niveles. En primer lugar, si los criterios para la linealidad y planaridad se definen, el análisis por computadora se puede emplear para localizar los conjuntos de datos que corresponden a los grupos lineales y planares y de ahí determinar el, o los vectores a los que corresponden por los métodos previamente descritos. En segundo lugar, se puede utilizar como una alternativa el método Fisheriano para determinar la media de un grupo de direcciones de especímenes o de sitios.

Componentes del fechamiento de la magnetización

Los componentes de la magnetización, aislados por el estudio paleomagnético, son fechados en referencia a la historia geológica de la formación de roca. Las edades absolutas se pueden asignar indirectamente en referencia a la historia regional, o directamente por información geocronológica. Alternativamente, la magnetización puede ser fechada en referencia al conocimiento existente de la variación temporal del vector paleomagnético en el área de muestreo. La magnetización primaria entonces se referirá generalmente a la edad de sedimentación, al enfriamiento ígneo, o al metamorfismo, y los componentes secundarios se

referirán a eventos posteriores, regionales o locales. Desgraciadamente, no siempre es posible decidir cuales son los componentes primarios y cuales los secundarios. A menudo se ha asumido que las edades relativas de las magnetizaciones sobrepuestas se definen por sus espectros de temperatura de bloqueo, siendo el componente que tenga la temperatura de bloqueo más alta el más antiguo; así sucesivamente, los componentes con temperaturas de bloqueo más bajas serán progresivamente más jóvenes.

Fechamiento geocronológico

Aún cuando los componentes primarios de remanencia en una roca ígnea enfriada rápidamente se puedan relacionar directamente a edades radiométricas derivadas de métodos tales como K-Ar, Ar^{40} - Ar^{39} , Rb-Sr, U-Pb o Sm-Nd, muchas rocas, especialmente aquellas en ambientes orogénicos, habrán experimentado eventos tardíos de calentamiento. Estos eventos pueden haber alcanzado temperatura y/o duración suficientes para rehomogeneizar los sistemas de K-Ar y Rb-Sr.

Prueba del plegamiento

Esta prueba compara las direcciones de magnetización de los flancos de una estructura plegada, antes y después que sean restaurados a su configuración anterior al pliegue.

Prueba del conglomerado

Si las guijas de un conglomerado en un sedimento, o los cantos rodados aglomerados en una roca volcániclastica puedan ser ligadas petrográficamente a las formaciones de que fueron derivadas, es posible determinar si la magnetización en la formación fuente es anterior a la formación del conglomerado o aglomerado.

Prueba del contacto

Cuando una intrusión ígnea se emplaza entre la roca encajonante, actúa como una fuente del calor, con el consecuente aumento en la temperatura, la cual disminuye al alejarse del contacto. El suministro de calor se puede prolongar si la intrusión es un conducto de magma. Puede tener el efecto adicional de movilizar los líquidos en la zona de contacto para promover los cambios químicos. Cerca del contacto, es de esperarse que las temperaturas excedan la temperatura Curie, y la roca encajonante se remagnetizará totalmente; direcciones semejantes de magnetización en la roca ígnea y en la roca encajonante se constituyen en un registro del campo magnético del tiempo de enfriamiento (Fig. 12).

Prueba de la discordancia

La Figura 13 describe cómo las discordancias pueden utilizarse para determinar la edad relativa de remanencia cuando se presentan las inversiones de magnetización. Esta situación implica que la magnetización de estratos bajo una discordancia es más vieja que el episodio de erosión que creó la discordancia. Sin embargo, si las zonas de polaridad normal e inversa exhiben una continuidad a través de la discordancia, ello implica que los sedimentos llevan un CRM que post-fecha la sedimentación más joven.

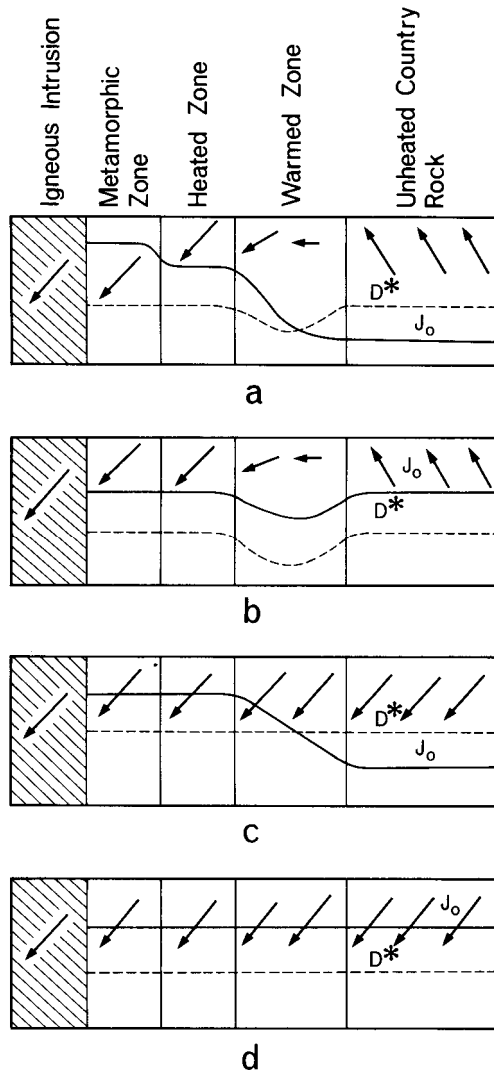


Figura 12. Prueba del contacto ígneo ilustrada para cuatro posibles situaciones. Las flechas indican las direcciones de magnetización.



Figura 13. Prueba de la discordancia. Las zonas de magnetización normal e inversa (magnetozonas) están truncadas por una discordancia en la secuencia y ello implica que la magnetización que define las zonas inferiores es más vieja que la discordancia.

El campo geomagnético y los polos paleomagnéticos: *El campo dipolar y el modelo dipolar geocéntrico*

Conjuntamente con el vector de magnetismo remanente, el campo geomagnético en cualquier punto de la superficie terrestre se describe en términos de *elementos magnéticos*, comprendiendo una *declinación*, D , una *inclinación*, I , y una *intensidad total*, F . Las componentes vertical (Z) y horizontal (H) del campo están, por lo tanto, dadas por $H = F \cos I$ y $Z = F \sin I$, y $F = (H^2 + Z^2)^{1/2}$. Actualmente, el 90% del campo geomagnético se puede explicar en términos de un dipolo magnético en el centro de la Tierra, inclinado $11\frac{1}{2}^\circ$ con respecto al eje de rotación; esto es el *campo dipolar*.

El eje dipolar cruza la superficie en los *polos geomagnéticos*. Éstos no son exactamente coincidentes con los polos magnéticos, donde el campo magnético se observa que está dirigido verticalmente hacia abajo, debido a que el 10% del campo total se queda después que el mejor-ajuste del dipolo geocéntrico se ha restado; este campo residual es el campo no-dipolar.

El campo magnético está cambiando constantemente, conocido ésto de las observaciones geomagnéticas que se extienden por varios centenares de años en el pasado, y de las observaciones arqueomagnéticas que se extienden por varios millares de años en el pasado. Estos cambios se describen como *variación secular*, cambios que parecen ser aproximadamente cíclicos, con una periodicidad de varios centenares de años.

Un dipolo de fuerza M ($A.m^2$), situada en el centro de la Tierra (radio R en metros) produce componentes horizontales y verticales del campo en la latitud, A , sobre la superficie de la Tierra dada por:

$$H = \frac{\mu_0 M \cos \lambda}{4 \pi R^3} \quad Z = \frac{2 \mu_0 M \sin \lambda}{4 \pi R^3}$$

Donde μ_0 es la permeabilidad del espacio libre, y H y Z se miden en Teslas. La intensidad total del campo está dada por:

$$F = (H^2 - Z^2)^{1/2} = \frac{\mu_0 M}{4 \pi R^3} (1 + 3 \sin^2 \lambda)^{1/2}$$

La inclinación del campo magnético está dada por $\tan^{-1}(Z/H)$, por lo que:

$$\tan I = 2 \cot \theta$$

Las paleolatitudes antiguas se calculan a partir de las inclinaciones paleomagnéticas utilizando esta ecuación (ver Fig. 14). En paleomagnetismo la colatitud, θ , también se utiliza; este es el ángulo $(90 - \lambda)$ entre el punto de muestreo en la superficie de la Tierra y el polo. Entonces:

$$\tan I = 2 \cot \lambda$$

Las coordenadas del polo magnético en grados norte y grados este (N' , E') se determinan a partir de la media de las coordenadas del sitio (N , E) y de la dirección del campo magnético (D , I):

$$N' = \sin^{-1} (\sin N \cos \theta + \cos N \sin \theta \cos D)$$

(para $-90^\circ \leq N' \leq +90^\circ$)

y: $E' = E + \beta$ (para $\cos \theta \geq \sin N \sin N'$)

o: $E' = E + 180 - \beta$ (para $\cos \theta \leq \sin N \sin N'$)

donde (para $-90^\circ \leq \beta \leq 90^\circ$):

$$\beta = \sin^{-1} (\sin \theta \sin D / \cos N')$$

Con tal de que un solo sitio paleomagnético produzca una dirección media que represente una lectura puntual del campo geomagnético, estas ecuaciones darán una posición instantánea del polo magnético, que (como el polo magnético presente) estará desplazado de los polos geográficos. Este registro puntual es un polo geomagnético virtual (VGP).

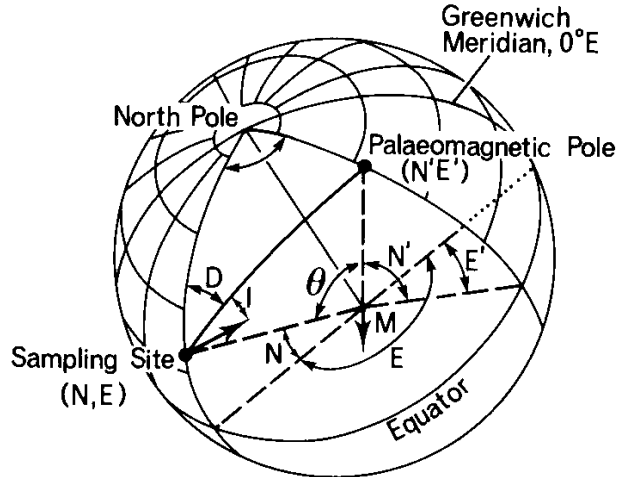


Figura 14. El cálculo del polo geomagnético virtual o paleomagnético con las coordenadas (N' , E') a partir de la dirección de magnetización con la declinación D y la inclinación I en un sitio de muestreo con coordenadas (N , E), suponiendo que la fuente del campo es un dipolo geocéntrico M .

En general, el promedio de varias medias de direcciones de sitio promediarán la variación secular, y el polo calculado a partir de la dirección media general será entonces un *polo paleomagnético*.

Si un conjunto de direcciones de magnetización están circularmente distribuidas según el modelo de Fisher, su VGP correspondiente tendrá una distribución elíptica; semejantemente, una distribución circular de polos se convierte en una distribución elíptica de direcciones.

Así, un círculo de confianza de la dirección media se convertirá en una elipse de confianza alrededor del polo paleomagnético. Esta elipse tiende hacia un círculo en la medida en que la inclinación media se incrementa hacia la vertical. Debido a que los cambios seculares del campo geomagnético se aproximan (probablemente) a una distribución circular (en el sentido de que se puedan considerar en términos de fluctuaciones aleatorias) alrededor de la media (o de un trayecto continuo con una tendencia hacia el eje de rotación), sería más correcto, estadísticamente, aplicar la estadística de Fisher a la distribución VGPs.

En la práctica, sin embargo, la mayoría de los investigadores determinan los parámetros estadísticos de las direcciones de magnetización, y entonces extrapolan los resultados para determinar los parámetros de error para el polo paleomagnético derivado. Éstos están dados por los semi-ángulos del óvalo de confianza del 95 % alrededor del polo paleomagnético, en la dirección de colatitud (δp) y en ángulos rectos a él (δm). Estos parámetros están dados por:

$$\delta p = \frac{1}{2} \alpha_{95} (1 + 3 \cos^2 \lambda)$$

y

$$\delta m = \alpha_{95} \frac{\cos \lambda}{\cos I}$$

Si $I = 90^\circ$, $\delta p = \delta m$; de otra manera $\delta p < \delta m$.

Un cálculo de la posición del polo a partir del VGP corrige automáticamente diferencias en latitud y longitud de las posiciones del sitio. Normalmente, estas diferencias son pequeñas y no afectarán perceptiblemente al polo paleomagnético derivado de las direcciones, pero si la dispersión de los sitios de muestreo es grande, puede ser necesario reducir todas las direcciones de magnetización a la dirección equivalente en el centro del área de muestreo, antes de promediarlos.

Aplicaciones Paleogeográficas

Las aplicaciones paleogeográficas iniciales de las técnicas paleomagnéticas fundamentales (efectuadas por científicos ingleses), llevó a una de las contribuciones del paleomagnetismo más ampliamente apreciadas para las ciencias de la Tierra: la confirmación de la *Teoría de Deriva Continental*.

La hipótesis del dipolo axial geocéntrico es un bloque de construcción fundamental, y nosotros exploramos primero la evidencia de que esta forma simplificada constituye una conducta de primer-orden del campo geomagnético. La discusión de polos paleomagnéticos y su presentación nos dirige al desarrollo de trayectorias errabundas aparentes del polo (apparent polar wander paths). La introducción de unos pocos conceptos claves en la comparación de estas trayectorias entre continentes proporciona las herramientas para entender las aplicaciones paleogeográficas.

El polo paleomagnético del Cretácico Medio para Norteamérica se localiza en Alaska septentrional. Este polo se ilustra en la Figura 15a en el estilo usual de graficar el polo paleomagnético y el continente de observación sobre una proyección de la cuadrícula geográfica presente. Por la hipótesis dipolar axial geocéntrica, sabemos que la media del polo

paleomagnético se aproxima a la paleoposición del eje de rotación con respecto al continente para el cual el polo paleomagnético fue determinado. Podemos producir un mapa paleogeográfico del Cretácico Medio para Norte América, girando el polo paleomagnético del Cretácico Medio (y norteamérica, cuyo polo está rígidamente unido) para que el polo paleomagnético se posicione en el eje de la cuadrícula geográfica. El mapa paleogeográfico del Cretácico Medio para Norte América se muestra en la Figura 15b. Este mapa muestra la distribución de paleolatitudes a través de Norte América y la orientación azimuthal del continente con respecto a los paleomeridianos. Debido a que el campo geomagnético en tiempo-promedio es simétrico al eje de rotación, los valores absolutos de paleolongitudes son arbitrarios.

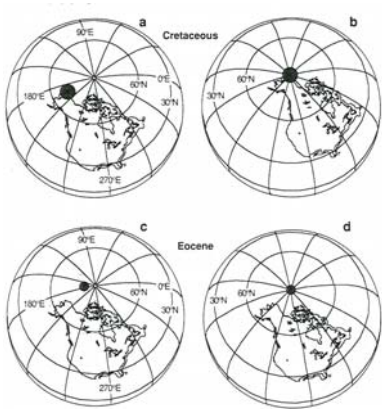


Figura 15. Los polos paleomagnéticos de Norte América para el Cretácico Medio y Eoceno y las paleogeografías resultantes. (a) polo paleomagnético del Cretácico medio graficado en la cuadrícula geográfica presente; (b) posición paleogeográfica del Cretácico Medio de Norte América que resulta de girar el polo paleomagnético del Cretácico Medio (y Norte América) para que el polo paleomagnético coincidiera con el eje de la cuadrícula; (c) polo paleomagnético del Eoceno de graficado en la cuadrícula geográfica presente; (d) posición paleogeográfica del Eoceno de Norte América.

Trayectorias errabundas polares aparentes (APW paths)

Por la hipótesis dipolar axial geocéntrica, una trayectoria APW representa el movimiento aparente del eje de rotación con respecto al continente de observación. Ahora entendemos que la porción mayor del movimiento errabundo polar aparente es debida a movimientos de placa litosférica que portan continentes sobre la superficie de la tierra (ejem., deriva continental).

Construyendo trayectorias APW

Para los continentes que están actualmente en el hemisferio septentrional, es conveniente graficar la trayectoria APW como una sucesión de polos paleomagnéticos alejándose del polo geográfico norte. Para los continentes del hemisferio meridional, la trayectoria APW se construye como una sucesión de polos paleomagnéticos alejándose del polo geográfico sur.

La convención usual (para continentes del hemisferio septentrional) deberá determinar el polo paleomagnético norte promediando la polaridad-normal VGPs con las antípodas de polaridad invertida VGPs. Para continentes del hemisferio meridional, la convención deberá determinar el polo paleomagnético sur promediando la polaridad-invertida VGPs con las antípodas de polaridad normal VGPs.

Una serie de trayectorias APW se produjo utilizando las versiones de la *técnica de ventana temporal deslizante*. La técnica de ventana-temporal-deslizante básica se desarrolla (1) asignando una edad absoluta a los polos paleomagnéticos disponibles de un continente, (2) escogiendo una duración (ejem., 30 m.a.) para la ventana temporal, y (3) promediando todos los polos paleomagnéticos con las edades que corresponden a la ventana temporal centrada en una edad absoluta particular. Por ejemplo, la duración de ventana-temporal usada para construir la trayectoria APW de la Figura 16 fue 30 m.a., así que el polo paleomagnético promedio para 200 Ma se determinó de los polos a los que se les asignaron edades absolutas entre 185 y 215 Ma.

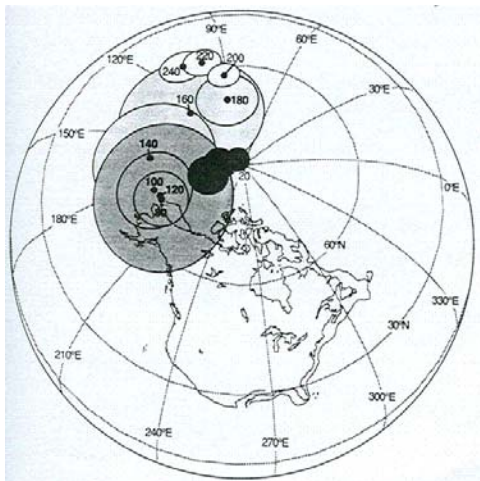


Figura 16. La trayectoria errante polar aparente de Irving e Inving (1982) para el Mesozoico y Cenozoico de Norte América, usando la técnica de ventana-temporal-deslizante. Las edades de la media de polos paleomagnéticos se etiquetan en Ma; la duración de la ventana temporal es 30 m.a.; los límites de confianza del 95% se muestran alrededor de la media de cada polo.

Otro enfoque es construir la trayectoria APW de lo que se interpreta como los polos paleomagnéticos "más confiables", sin aplicar el promedio temporal. Los polos paleomagnéticos que se juzgan mas confiables generalmente son aquellos determinados mas recientemente utilizando los análisis de desmagnetización más rigurosos y los conjuntos más grandes de datos que estaban previamente disponibles. Una trayectoria APW para el Mesozoico y Cenozoico de Norte América construido en este estilo se muestra en la Fig. 17.

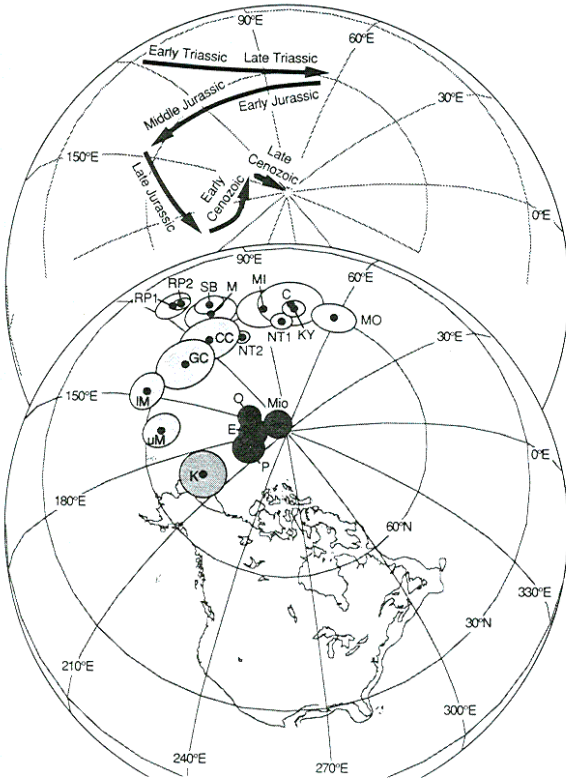


Figura 17. Trayectoria errante polar aparente de Norte América para el Mesozoico y Cenozoico basada en la compilación de polos paleomagnéticos más confiables. Las regiones punteadas que rodean cada polo constituyen los límites de confianza del 95%; Los polos Triásicos tienen el punteado más ligero de límites de confianza, mientras el Jurásico, el Cretácico, y los polos Cenozoicos tienen punteados progresivamente más densos de límites de confianza; Mio = Mioceno (Hagstrum et al., 1987); O = Oligoceno (Diehl et al., 1988); E = Eoceno y P = Paleoceno (Diehl et al., 1983); K = Cretácico Medio (Globberman y Irving, 1988); uM y IM = Formación Morrison superior e inferior, respectivamente; GC = Conglomerado Glance; CC = Cañón Cantal; NT2 y NT1 = intrusitos de la tendencia grupal de Newark 2 y 1; KY = Kayenta Fm; MO = Moenave Fm; C = Chinle Fm; M = estructura de impacto Manicouagan; M = Moenkopi Fm; SB = Stae Bridge Fm; RP1 y RP2 = Red Peak Fm; para referencias a polos Jurásicos y Triásicos, ver Ekstrand y Buder (1989); interpretación de arco y cúspide del patrón APW se muestra en el esquema superior.

Al evaluar interpretaciones tectónicas que dependen de trayectorias APW, se debe tener presente que las trayectorias APW son bien conocidas para algunos intervalos de tiempo geológico y pobremente conocidas para otros intervalos.

Polos de Euler paleomagnéticos

Los principios del *modelo de polo de Euler paleomagnético* (modelo PEP) son presentados en la Figura 18, en que consideramos un planeta con sólo dos placas litosféricas. La Placa F está fija, pero la Placa M gira a la izquierda alrededor de un polo de Euler que está fijo con respecto al Manto subyacente y al eje de rotación. Fallas de Transformación que separan las placas están en círculos pequeños (círculos latitudinales) centrados en el polo de Euler. Si un punto-caliente (fijo en el Manto) existe bajo la Placa M, se tiene como resultado una cadena de montañas marinas, con las montañas en un círculo pequeño centrado en el polo de Euler. Los polos paleomagnéticos determinados a partir de rocas jóvenes en la Placa M están localizados cerca del eje de rotación. Para rocas más antiguas, los polos paleomagnéticos se localizan en una trayectoria APW, que describe también un círculo pequeño alrededor del polo de Euler. Estos polos paleomagnéticos son puntos que estaban previamente en el eje de rotación y han sido desplazadas subsecuentemente por la rotación de la Placa M alrededor del polo de Euler.

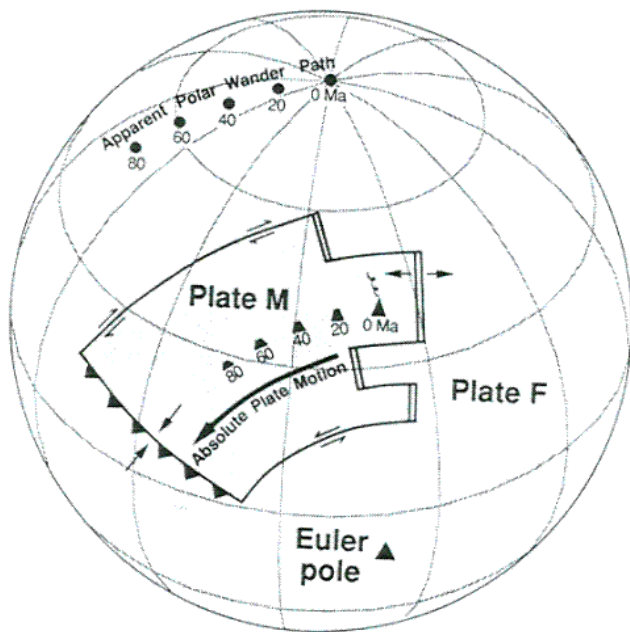


Figura 18. El modelo de polo de Euler paleomagnético de las trayectorias errantes polares aparentes. La cuadrícula geográfica se muestra centrada en el eje de rotación presente; La Placa F está fija, mientras que la Placa M gira en torno a un polo de Euler que está fijo en la posición (con respecto a la Placa F y al manto subyacente); la dirección del movimiento absoluto de la Placa M se muestra por la flecha gruesa; las direcciones del movimiento relativo de placa a lo largo de las fronteras de placa se muestran con flechas pequeñas; las fronteras de dorsal son mostradas por línea doble; límite de falla de transformación se muestra con línea sencilla; la frontera de placa convergente es mostrada por el símbolo de falla de cabalgamiento con dientes en la placa que obduce; un punto-caliente bajo una cadena montañosa activa etiquetada 0 Ma está fija con respecto al manto y produce una cadena montañosa (carril de punto-caliente) con las edades indicadas; el polo paleomagnético reciente para la Placa M se localiza en el eje de rotación, mientras que los polos paleomagnéticos mas viejos se proyectan sobre la trayectoria APW con edades de polos indicadas; la trayectoria APW, las fallas de transformación, y el carril de punto-caliente todos yacen sobre los círculos latitudinales (círculos pequeños) centrados en el polo de Euler. Modificado según Gordon et al. (1984) con permiso de la American Geophysical Union.

Un polo paleomagnético proporciona la posición pasada del eje de rotación con respecto al continente de observación. Sólo puede haber un eje de rotación para un tiempo geológico particular. Por lo tanto, si dos continentes se colocan en sus posiciones relativas apropiadas para un tiempo geológico en particular, sus polos paleomagnéticos para ese tiempo deben coincidir. Además, si estos continentes tuvieron una posición relativa fija para un intervalo significativo de tiempo geológico, sus polos paleomagnéticos durante ese intervalo entero de tiempo (trayectorias APW) deben coincidir.

La Figura 19 muestra un ejemplo hipotético que ilustra como el cotejamiento de trayectorias APW sirven en la reconstrucción paleogeográfica.

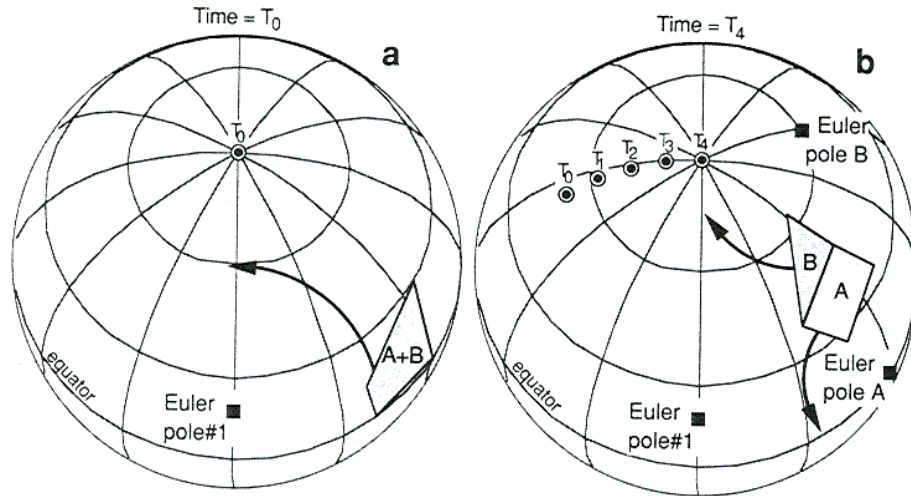


Figura 19. Reconstrucción paleogeográfica de trayectorias errantes polares aparentes. (a) Continentes A y B estuvieron juntos en el tiempo geológico T_0 ; el polo paleomagnético para rocas de edad T_0 en continentes A y B registra la posición del eje de rotación; durante el intervalo de tiempo de T_0 a T_4 los continentes giran en torno al polo de Euler #1 a velocidad 100 por tiempo unitario (ejem, T_1 a T_0 = un tiempo unitario). (b) Las trayectorias APW para los continentes A y B registran las posiciones pasadas del eje de rotación durante el intervalo T_0 a T_4 ; estas trayectorias APW se giran junto con los continentes A y B durante rotaciones subsiguientes; durante el tiempo geológico T_4 los continentes A y B se separan por deriva; el continente A comienza a girar en torno al polo de Euler A (velocidad = 10° / tiempo unitario), y el continente B comienza a girar en torno al polo de Euler B (velocidad = 8° / tiempo unitario).

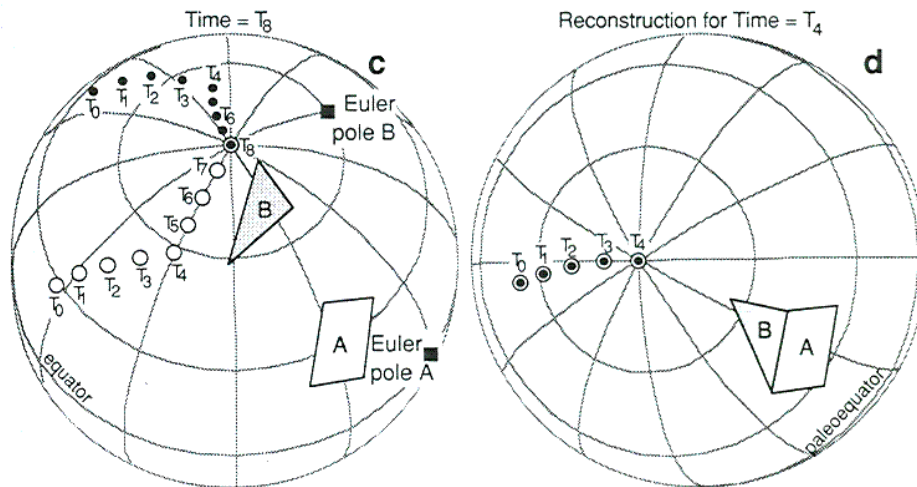


Figura 19. *Continuación* (c) En tiempo geológico T_8 (presente), el continente A tiene la trayectoria APW indicada por círculos abiertos mientras el continente B tiene la trayectoria APW indicada por círculos sólidos; la forma de las trayectorias APW durante el intervalo T_0 a T_4 y las relaciones geométricas entre las trayectorias APW y los continentes a que pertenecen son semejantes a las del tiempo T_4 (d) Reconstrucción paleogeográfica para el tiempo T_4 ; el continente A estuvo fijo en su posición, y el continente B giró hasta que las trayectorias APW de los continentes A y B traslaparon para producir las líneas paleolatitudinales para el tiempo T_4 ; los valores absolutos de las líneas longitudinales son indeterminados: note que la colocación y paleolatitud relativos de los continentes A y B son iguales que en (b) y (d). Modificado de Graham et al. (1964) con el permiso de American Geophysical Union.

El problema entonces radica en cómo utilizar un polo paleomagnético para determinar la ubicación del bloque continental y cómo valorar el movimiento relativo entre bloques continentales.

Primero se debe reconocer que una cantidad grande del movimiento errabundo polar aparente no necesariamente iguala al movimiento grande del bloque continental. Además, la ausencia del movimiento polar aparente no significa necesariamente que el bloque continental estaba inmóvil. Por ejemplo, si un bloque continental se queda en la misma ubicación en el ecuador pero gira, un observador sobre el bloque percibiría una cantidad grande de movimiento errabundo polar aparente a lo largo de una curva con más de 90° . Opuestamente, para la misma rotación pero con el continente localizado en el polo norte, no habría movimiento errabundo polar aparente. Como ya se habrá notado, un bloque continental puede moverse latitudinalmente por trechos largos y, cuidando retener su orientación azimutal, no habrá movimiento polar aparente.

La manera obvia de restaurar un polo paleomagnético con latitud λ_p y longitud ϕ_p , $P(\lambda_p, \phi_p)$, hacia el polo norte, G, simplemente lo deberá mover a lo largo del gran círculo que une P y G. Esto es equivalente a girar un ángulo $-(90-\lambda)$ en torno al polo C en el ecuador en la longitud $(\phi+90)$ como se muestra en la Fig. 20. Note que la rotación aquí es a la derecha cuando se ve desde fuera de la Tierra y el ángulo de rotación es por lo tanto negativo. Es improbable que esto fuera el movimiento verdadero del polo paleomagnético por lo que C es meramente un polo de construcción que representa el movimiento integrado. El bloque continental es restaurado a su longitud y orientación azimutal apropiados girándolo el mismo ángulo en torno al polo de construcción C. Como se muestra en la Fig. 20, si el polo paleomagnético estuviera a una distancia angular P del bloque continental a , entonces después de la rotación hacia a' el bloque continental estará en la colatitud p correcta y tendrá la orientación azimutal correcta. Sin embargo, note que la longitud permanece indeterminable y sólo puede ser definida por referencia a algún punto arbitrariamente escogido sobre la placa.

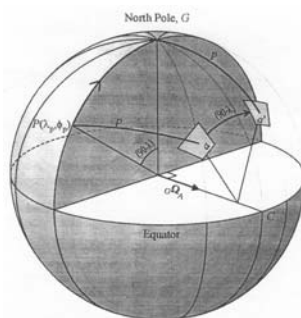


Fig. 20. El polo norte paleomagnético, P, está en latitud λ_p y en longitud este ϕ_p . El polo de construcción C está sobre el ecuador en longitud $(\phi+90)$. La rotación del polo P y su bloque continental asociado a a través del ángulo $-(90-\lambda)$ en torno a C girará a P hacia el polo geográfico y restaurará al bloque continental a su latitud y orientación azimutal previos en a' .

Aplicaciones Tectónicas

Con paleomagnetismo, solo podemos discernir movimientos con respecto a un polo paleomagnético; los movimientos puramente longitudinales no se pueden detectar a causa de la naturaleza axial geocéntrica dipolar del campo geomagnético. En la Figura 21a, se muestra una sección transversal de la tierra en el plano que contiene un polo paleomagnético en la ubicación PP. Las flechas en la superficie de la tierra muestran la inclinación del campo magnético dipolar con el polo en PP; éstas son las inclinaciones esperadas del campo magnético. Si un bloque de corteza se magnetiza en una latitud intermedia y luego se mueve (una distancia angular p) a una latitud alta, la inclinación observada de paleomagnetismo en este bloque cortical será menor que la inclinación esperada en su ubicación nueva. Así, el movimiento latitudinal hacia un polo paleomagnético produce un *aplanamiento de la inclinación* mostrada por el ángulo F en la Figura 21a.

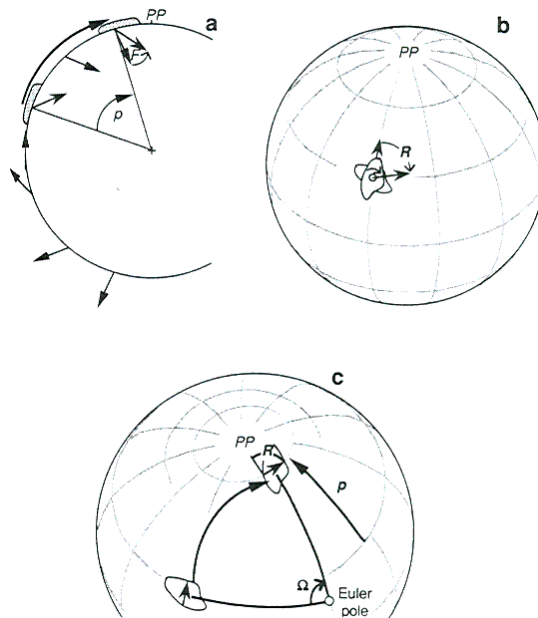


Figura 21. Direcciones paleomagnéticas discordantes que resultan de movimientos tectónicos. PP = polo paleomagnético. (a) Sección transversal meridional de la tierra que muestra las direcciones de un campo magnético dipolar con el polo magnético en PP; las direcciones del campo magnético esperadas se muestran por las flechas punteadas; un terreno magnetizado en una paleolatitud baja adquiere una magnetización en la dirección de la flecha negra; el transporte del terreno hacia el polo paleomagnético a través del ángulo p da como resultado su magnetización, siendo más superficial que la dirección esperada por el ángulo F (aplanamiento); note que el ángulo de aplanamiento F no iguala al ángulo de transporte hacia el polo p. (b) Rotación de la declinación paleomagnética

por rotación tectónica en torno de un eje vertical interno al bloque cortical. La orientación original del bloque es mostrada por el dibujo parcialmente oculto; la orientación presente es mostrada por el dibujo relleno con punteado mas denso; el bloque cortical se magnetizó a lo largo del paleomeridiano en la dirección de la flecha parcialmente oculta; la rotación del eje vertical causa que la declinación paleomagnética gire a la derecha un ángulo R hacia la dirección indicada por la flecha dibujada en el centro del bloque; la proyección (para esta y todas las proyecciones globales siguientes) es ortográfica, con la cuadrícula de latitud y longitud a cada 30° . (c) Rotación de un bloque cortical en torno a un polo de Euler externo al bloque. La rotación de un ángulo Ω en torno a un polo de Euler externo da como resultado la rotación de la declinación paleomagnética en un ángulo R y una traslación hacia el polo en un ángulo p .

En la Figura 21b, un bloque cortical gira en torno a un eje vertical localizado dentro de su frontera, poco o ningún movimiento latitudinal neto ocurre durante esta rotación de eje vertical. El paleomagnetismo de las rocas de este bloque cortical habría estado señalado originalmente por la declinación esperada hacia el polo paleomagnético PP. Pero la rotación en torno al eje vertical produce una *rotación*, R , de la *declinación observada* a partir de la declinación esperada.

Los movimientos de placas litosféricas se describen por rotaciones en torno a un polo de Euler. El movimiento tectónico de un bloque cortical (ejem. meseta oceánica) puede ser descrito similarmente por una rotación en torno a un polo de Euler que, en general, se localiza fuera de las fronteras del bloque. Esto se ilustra en la Figura 21c, en que un bloque cortical es girado un ángulo Ω en torno a un polo de Euler. La rotación transporta latitudinalmente al bloque (una distancia angular = P) y produce una rotación en torno al eje vertical (un ángulo = R); tanto el aplanamiento de la inclinación, como la rotación de la declinación son una consecuencia de este movimiento.

Hay dos métodos básicos para analizar las rotaciones en torno al eje vertical y los movimientos latitudinales de las direcciones paleomagnéticas: los enfoques de *espacio-dirección* y *espacio-polo*.

Para la mayoría de las aplicaciones, es necesario determinar el movimiento de un bloque cortical con respecto al interior del continente. El trayecto errabundo polar aparente (APW) del continente indica cómo se ha movido ese continente con respecto al eje de rotación. El conjunto de polos paleomagnéticos que componen el trayecto APW sirve también como *polos de referencia* para determinar los movimientos de bloques corticales. Cada polo de referencia fue determinado por el análisis paleomagnético de rocas de una edad particular del interior continental. Así que, en principio, el polo de referencia se puede utilizar para calcular la dirección paleomagnética esperada para rocas de esa edad en cualquier punto del continente.

Al evaluar interpretaciones tectónicas que dependen de trayectos APW, se debe tener presente que los trayectos APW son bien conocidos para algunos intervalos de tiempo geológico y pobremente conocidos para otros intervalos.

El enfoque *espacio-dirección* se ilustra en la Figura 22a. La dirección esperada (I_x, D_x) es comparada simplemente con la dirección paleomagnética observada, (I_0, D_0). El aplanamiento de la inclinación, F , esta dado por

$$F = I_x - I_0$$

y la rotación de la declinación está dada por

$$R = D_0 - D_x$$

R se define como positiva cuándo D_0 es a la derecha de D_x . Las direcciones esperadas y observadas se han asociado a límites de confianza, así que F y R tienen un límite de confianza del 95% ΔF y ΔR , respectivamente. Los resultados de los análisis *dirección-espacio* son generalmente reportados en listas de $R \pm \Delta R$ y $F \pm \Delta F$. Una dirección observada que se desvía apreciablemente de la dirección esperada ($F > \Delta F$ y/o $R > \Delta R$) es una *dirección paleomagnética discordante*. Una dirección observada que no es estadísticamente distinguible de la dirección esperada es una *dirección paleomagnética concordante*.

El enfoque *espacio-polo* se ilustra en la Figura 22b. En este enfoque, la comparación está entre el polo de referencia (RP) del continente y el polo observado (OP) determinado a partir de un bloque cortical localizado en la ubicación geográfica S . El método *espacio-polo* implica el análisis del triángulo esférico con esquinas en S , OP , y RP (Figura 22b). La distancia angular de S a OP es p_0 , mientras la distancia angular de S a RP es p_r ; la comparación de estas distancias indica si el bloque se ha movido hacia o se retira del polo de referencia. El transporte hacia el polo, P , es dada por

$$p = p_0 - p_r$$

y p es positivo si el bloque se ha movido hacia el polo de referencia (como se muestra en la Figura 22b). La rotación en torno al eje vertical, R , indicada por la desviación del polo observado a partir del polo de referencia es el ángulo del triángulo esférico en el ápice S .

Los límites de confianza de los polos de referencia y observado lleva a límites de confianza Δp y ΔR sobre p y R , respectivamente. Así que los resultados del análisis espacio-polo están dados por $p \pm \Delta p$ y $R \pm \Delta R$, y el polo observado es discordante si es estadísticamente significativo a partir del polo referencia.

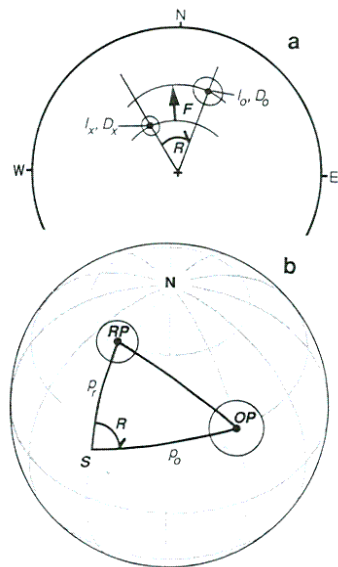


Figura 22. Análisis espacio-dirección versus espacio-polo de la discordancia paleomagnética. (a) Proyección de Igual-área de una dirección paleomagnética discordante observada con inclinación I_0 y declinación D_0 comparada con la dirección esperada de inclinación I_x y declinación D_x ; la dirección observada es más superficial que la dirección esperada por el ángulo de aplanamiento F ($= I_x - I_0$); la declinación observada es a la derecha de la declinación esperada por el ángulo de rotación R . (b) Comparación de polos paleomagnéticos observado y de referencia. El polo paleomagnético discordante OP (polo observado) determinado del análisis paleomagnético de rocas en la ubicación de recolección marcada como S ; RP , es el polo paleomagnético de referencia; el triángulo esférico con ápices en S , OP , y RP se muestran por las líneas densas; p_r = distancia de gran-círculo desde S a RP ; p_0 = distancia de gran-círculo desde S a OP ; transporte hacia el polo $p = p_0 - p_r$; rotación en torno al eje vertical R = ángulo de triángulo esférico en S .

Una inclinación de aplanamiento positivo, $F \pm \Delta F$, indica un movimiento hacia el polo paleomagnético. Sin embargo, la cantidad del movimiento sólo indirectamente está dada por el ángulo F porque la inclinación está relacionada a la paleolatitud por la ecuación del dipolo. Pero un transporte positivo significativo hacia el polo, $p \pm \Delta p$, es una medida directa del movimiento hacia el polo de referencia. Por consiguiente, utilizaremos el enfoque espacio-polo para determinar el transporte hacia el polo, $p \pm \Delta p$, al analizar los movimientos paleolatitudinales. Para rotaciones tectónicas en torno al eje vertical cercano, la cantidad de rotación en torno al eje vertical, $R \pm \Delta R$, puede ser determinado por el método de *espacio-dirección* o el de *espacio-polo*.

Es importante acentuar la importancia de los datos paleomagnéticos del bloque cortical y la importancia del polo de referencia. Las preguntas importantes incluyen lo siguiente:

1. ¿Cuál es la litología de las rocas muestreadas, y esas rocas son retenedoras exactas del paleomagnetismo?
2. ¿Los experimentos completos de desmagnetización han demostrado el aislamiento de la componente característica de alta estabilidad (ChRM)?
3. ¿Qué correcciones estructurales se requieren, y qué incertidumbres acompañan esas correcciones?

4. ¿Qué indican las pruebas de campo acerca de la estabilidad y de la edad del ChRM?
5. ¿El conjunto de la media de direcciones de sitio proporciona un adecuado muestreo de la variación secular geomagnética?

Estudios de textura magnética utilizando AMS

Aunque mucho de paleomagnetism se dedica al estudio de los vectores magnéticos registrados en las rocas, muchas áreas de investigación procuran entender una propiedad más compleja del magnetismo de las rocas, la conducta de tensores magnéticos de roca. Los vectores magnéticos proporcionan información acerca de campos magnéticos pasados, mientras que anisotropía en tensores magnéticos producen información acerca del alineamiento de los cristales magnéticos dentro de la roca. El análisis de tensores magnéticos tiene aplicaciones potenciales para desentrañar la historia de esfuerzos estructurales, el campo de flujo durante el nacimiento de las rocas, etc.

APÉNDICE F

GEOLOGÍA DE LA REGIÓN DE RIVA PALACIO, CHIHUAHUA

ESTRATIGRAFÍA VOLCANO-SEDIMENTARIA, ESTRUCTURA E HISTORIA GEOLÓGICA DEL CUADRÁNGULO RIVA PALACIO, ESTADO DE CHIHUAHUA, MÉXICO.

FRANCO-RUBIO MIGUEL¹, ALVA-VALDIVIA LUIS M², GOGUITSCHAICHVILI AVTO², URRUTIA-FUCUGAUCHI JAIME²

1 - Facultad de Ingeniería de la Universidad Autónoma de Chihuahua; Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geofísica, UNAM.

2 - Laboratorio de Paleomagnetismo y Geofísica Nuclear, Instituto de Geofísica, UNAM, D.F., México.

R E S U M E N

El estudio de las rocas ígneas expuestas en la porción central del Estado de Chihuahua, aunado a la integración de la información que investigadores precedentes recabaron en forma relativamente aislada, indican un modelo de emplazamiento para estas rocas basado en las relaciones estructurales que guardan entre sí cada una de las unidades litológicas.

Es notoria la recurrente alternancia entre las unidades extrusivas de composición ácida y las de composición intermedia a básica a consecuencia del vulcanismo bimodal que imperó en esta región durante el Terciario Medio. Sin embargo, esa alternancia es frecuentemente oscurecida por el emplazamiento de domos volcánicos constituidos por lavas riolíticas altamente viscosas, extruídas para dar forma a una estructura volcánica en la que la relación espesor / diámetro es bastante elevada, comparada con esta misma relación en las ignimbritas. Texturalmente estos domos riolíticos se asemejan a las tobas.

En lo que respecta a la localización de las áreas fuente de, por lo menos, la unidad piroclástica más joven, es probable que los domos riolíticos hayan utilizado los mismos conductos por los que salió esa última ignimbrita. Sin embargo, su emplazamiento dentro de la secuencia efusiva oblitera cualquier evidencia que justifique esa suposición. Por lo tanto, permanecen sin conocerse

los sitios de extravasación de las unidades piroclásticas.

I.- INTRODUCCION

El proyecto original comprende el levantamiento de la región circundante a la ciudad de Chihuahua, que constituye el núcleo de la porción central del estado del mismo nombre, con una superficie aproximada de 4,000 kilómetros cuadrados.

Los resultados aquí mostrados se circunscriben al cuadrángulo Riva Palacio (clave DETENAL H13C65), con una superficie aproximada de 1,000 kilómetros cuadrados. La preparación y estudio de las muestras se realizó en los laboratorios de petrografía, geoquímica y trazas de fisión del Departamento de Geología de la Universidad de Texas en El Paso.

II.- LOCALIZACION y ACCESO

Chihuahua es un estado de la República Mexicana que abarca una superficie de 245,483 kilómetros cuadrados en el norte del país donde su capital, del mismo nombre, desarrolla una actividad industrial y comercial en el centro del estado (Figura 1), con una población de aproximadamente 1,500,000 de habitantes (INEGI, 2000).

Hacia el oeste de la ciudad de Chihuahua, el Cuadrángulo Riva Palacio se extiende sobre 1,000 kilómetros cuadrados. Este cuadrángulo utiliza el nombre dado por DETENAL para el sistema de cartas topográficas a escala 1 : 50,000 en México.

El poblado de Riva Palacio (antes de 1937, San Andrés) tiene aproximadamente 7,000 habitantes y sirve de cabecera municipal al de Riva Palacio, Chih. Se comunica con la ciudad de Chihuahua por medio de un camino de dos carriles pavimentado por espacio de 30 kilómetros hacia el sur hasta Santa Isabel, y supercarretera de 4 carriles los restantes 50 kilómetros a Cd. Chihuahua al este de Santa Isabel. También es posible arribar a Riva Palacio desde Cd.

Chihuahua por medio de la línea ferroviaria Chihuahua al Pacífico, que se extiende desde Ciudad Ojinaga, Chih. hasta el Puerto de Topolobampo, Sin. (Figura 1) .



Basado en la Carta Topográfica DETENAL. Chilwotus H13-10

III.- FISIOGRAFIA y CLIMA

Dentro del cuadrángulo Riva Palacio las elevaciones varían desde 1720 m. S.N.M. en el punto mas bajo del Río Santa Isabel, hasta 2670 m. S.N.M. en el cerro El Perico, el pico mas alto en la Sierra La Mariana.

Todos los ríos y arroyos dentro del cuadrángulo convergen hacia el Río Santa Isabel, drenando el área desde el norte, este y oeste del cuadrángulo hacia su parte centromeridional. El cuadrángulo está limitado por los meridianos 106°20' y 106° 40' de longitud oeste, y los paralelos 28°30' y 28°45' de latitud norte.

El clima es extremo, con temperaturas medias en invierno de 5° C, y en verano de 32° C.

IV.- ESTUDIOS PREVIOS

El único estudio geológico antecedente de esta región es el elaborado por el Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática en 1985, a través de la carta geológica Chihuahua (clave H13-10), a escala 1:250,000. Sin embargo, las áreas circundantes al cuadrángulo han sido objeto de estudios bastante detallados con excelentes descripciones y apoyados en sofisticadas técnicas de laboratorio. Estas investigaciones fueron publicadas por estudiantes e investigadores mexicanos y estadounidenses, entre los que destacan el de Alba y Chavez (1974) sobre las edades radiométricas de la Sierra de Peña Blanca, el de Megaw, R.K.M., (1979) que estudió las rocas al sur de la ciudad de Chihuahua, Chavez-Aguirre, J.M., et al. (1981) que trata sobre la Caldera de San Marcos, al igual que el de Ferriz, H. (1981) , Bell, R.C., (1981) sobre la geología de la Sierra de Peña Blanca y sus depósitos uraníferos, lo mismo que Goodell, P.C. (1981), el de Mauger, R.L. (1981), que describió las rocas al norte y este del cuadrángulo Riva Palacio; Capps, R.

(1981) sobre el área de Estación Terrazas; Duex, T.W. (1983) que desarrolló su trabajo sobre las rocas volcánicas del área de Cuauhtémoc-La Junta al suroeste del cuadrángulo, al igual que Stimac, J.A. (1983) y Wark, D.A. (1983) en la región de Cusihiuriáchic. El estudio sobre la geología volcánica del área entre General Trías y Tutuaca llevado a cabo por Conlon, S.T. (1985) cubre entre otras, la Sierra de Magistral al sur de Lago Jacales, Chihuahua. Susan Ide, 1986, para su tesis de maestría desarrolló la geología de las rocas volcánicas del Terciario Medio en la región de La Laborcita, municipio de General Trías, Chihuahua. Por otra parte, Susan Louise Cook, 1990, llevó a cabo la geología y geocronología del área circunvecina a la Estación Palomas, Chihuahua. En su trabajo doctoral sobre la Sierra de Santa Eulalia, Megaw, P.K.M., (1990) trata la geología y geoquímica de ese distrito minero.

V.- LITOESTRATIGRAFIA

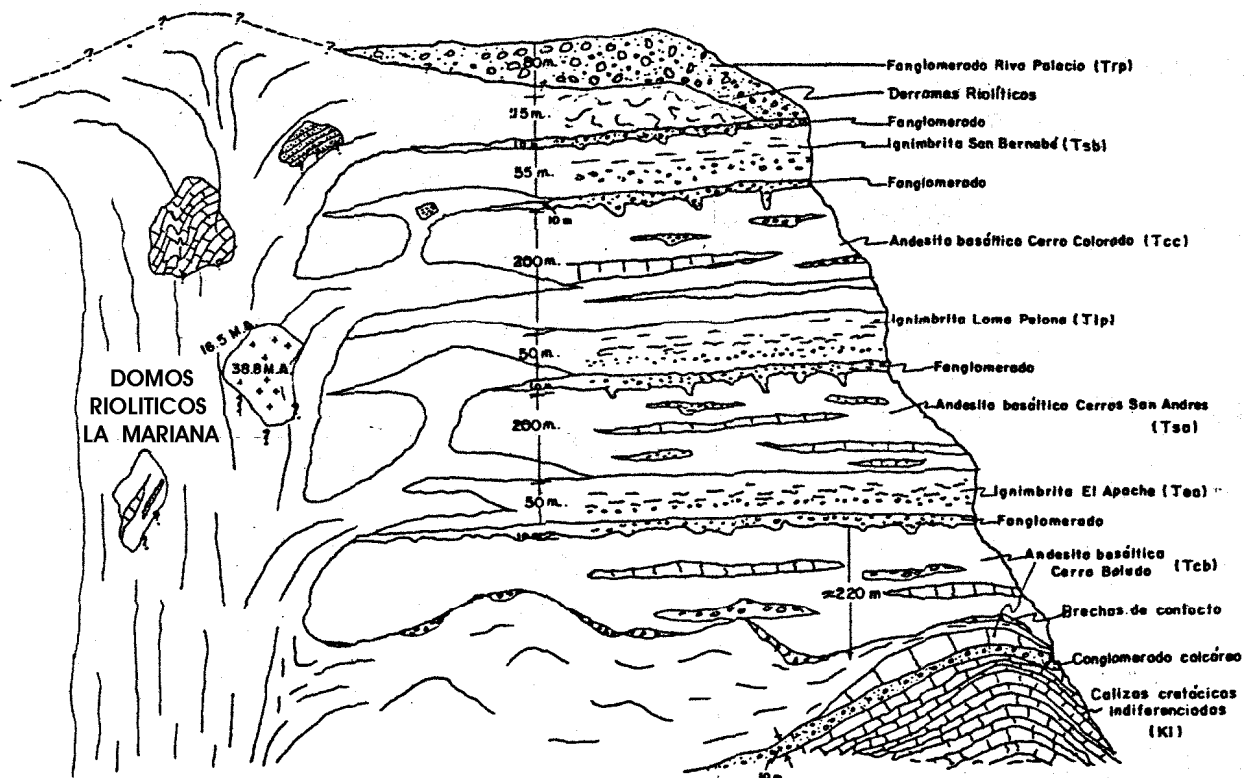
Los rasgos geomórficos imperantes en el cuadrángulo Riva Palacio permitieron determinar la estratigrafía volcánica y sedimentaria que distingue a gran parte de la porción central del Estado de Chihuahua ya que, debido a la profundidad de su relieve, fué posible acceder a gruesas secciones litológicas donde afloran la mayoría de las unidades volcánicas de esta región. La relación de campo derivada constituyó una favorable circunstancia que permitió vislumbrar la existencia de grandes cuerpos ígneos de composición riolítica y carácter estructural dómico.

Solo en un sitio aparecen rocas sedimentarias calcáreas de edad cretácica, que se muestran en un bloque flotado dentro de un domo riolítico. Dada la similitud entre las unidades efusivas y los domos riolíticos, la secuencia eruptiva para esta región se elaboró atendiendo aquellas características inherentes a la eyección de los materiales volcánicos sobre la superficie terrestre, es decir, a) el orden bajo el cual las unidades efusivas fueron acumuladas una arriba de otra, considerando a la que ocupa el sitio mas alto como la mas joven, b) la relación espesor/diámetro

de cada una de las unidades consideradas de enfriamiento simple, en comparación con los domos volcánicos (riolíticos), y c) la presencia de estructuras primarias de impacto y de compactación (eutaxítica), en especial aquellas originadas por los fragmentos pumicíticos.

De esta manera, ha sido posible diferenciar dentro del cuadrángulo Riva Palacio a una unidad calcáreo-sedimentaria, a seis unidades eruptivas, a una sedimentario-epiclástica, y a un grupo de domos volcánicos (riolíticos) emplazadas dentro del resto de la secuencia (Figura 2).

Figura 2.-COLUMNA LITOLOGICA DEL CUADRANGULO RIVA PALACIO, CHIHUAHUA, MEX.
(IDEALIZADA)



La nomenclatura aquí considerada como informal, proviene de localidades geográficas donde las exposiciones son buenas. Su descripción, de la mas antigua a la mas joven, es como sigue.

1.- Calizas marinas (Ki) del Cretácico Inferior (Fm Edwards?).

El único afloramiento de caliza dentro del cuadrángulo se localiza al oriente, en el área del Rancho Pino Boludo en la parte central de la Sierra La Mariana (Láminas I y II). Su exposición de un kilómetro cuadrado de superficie, se presenta con numerosas fracturas y fallas sin un patrón definido. Con excepción del límite suroriental, el perímetro restante se encuentra en contacto con el domo riolítico dentro del que se encuentra embebida, aplicándole un metamorfismo termal débil, con reprecipitación de calcita en fisuras. El contacto suroriental es discordante con la unidad suprayacente al domo riolítico, la cual está compuesta por derrames y piroclásticos de andesita basáltica que presentan hacia la base, un conglomerado polimíctico donde predominan fragmentos calcáreos que promedian 4 cm de diámetro, embebidos en una matriz de areniscas, limolitas y arcillas derivadas de las rocas que lo infrayacen. La caliza, de estratos medianos a gruesos y lentes delgados de pedernal, es de color gris crema, bioclástica, con algunos horizontes de biostromas. Por su litología, estratificación, abundantes rudistas y pedernal en lentes y nódulos, es correlacionable con las formaciones calcáreas del Cretácico Inferior que afloran al oriente y suroriente del Estado de Chihuahua (Franco-Rubio, M., 1978), probablemente equivalente a la Fm Edwards?

2.- Unidad Andesítico-basáltica Cerro Boludo (Tcb)

Los derrames predominan sobre los materiales piroclásticos a lo largo del arroyo El Ojito, en la falda suroeste del Cerro Boludo, localizado en la porción suroccidental del cuadrángulo, donde esta unidad subyace discordantemente a la Ignimbrita El Apache. La paleotopografía de su cima contiene depósitos de canal formados por areniscas y conglomerados de fragmentos máficos en una matriz de limolitas y arcillas de color crema. Se desconocen las relaciones con la unidad subyacente por estar ésta sepultada. En el área del Rancho Pino Boludo es probable que corresponda a los derrames y piroclásticos de andesita basáltica que contienen el conglomerado

calcáreo de la base, en contacto con las calizas. Sin embargo, no se localizó a la Ignimbrita El Apache que hubiera ayudado a definir no solamente a la unidad Cerro Boludo, sino también a la que sobreyace a esa ignimbrita en otras localidades donde aflora. Dado el ambiente de tipo continental dentro del que se depositaron estas unidades, es frecuente observar la falta de unidades volcánicas por erosión.

Los flujos andesíticos presentan un color verde oscuro a negro, textura pilotaxítica en la mesostasis, y cristales de plagioclasa que frecuentemente alcanzan 0.5 cm de largo. En cuanto a la composición intermedia a básica que caracteriza a ésta y otras unidades de posición estratigráfica superior, no se realizaron los análisis por elementos mayores de las muestras que pudieran ayudar a clasificarla. Sin embargo, la investigación que de estas mismas unidades se ha hecho en áreas adyacentes, establecen que, en base a la clasificación de Irvine y Baragar (1971), su composición las sitúa precisamente en el límite entre las andesitas y los basaltos (Megaw, P.K.M., 1981, Fig. 4).

En la esquina suroriental del cuadrángulo (Lámina II), se tienen afloramientos de flujos de andesita basáltica circundados por domos riolíticos, que probablemente correspondan a esta unidad. La presencia de un pequeño afloramiento de la unidad suprayacente El Apache en la falda oriental de la sierra El Tambor, soportan esa suposición.

3.- Unidad Ignimbrítica El Apache (Tea)

Esta unidad ha sido reconocida solamente en dos sitios dentro del Cuadrángulo Riva Palacio. Su exposición mas importante se encuentra a 4 km al oriente de la Ranchería El Apache (Láminas I y 11).

Esta ignimbrita cristal-vítrea, de composición riolítico-alkalina, es una unidad de enfriamiento simple, de acuerdo con la definición de Smith, R.L. (1960). Presenta un espesor de 20 m, coloración rojo a gris oscuro, y estructura fuertemente piroconsolidada, donde los

Downloaded from <http://ajphaphysiol.physiology.org/> by guest on September 11, 2012

M u e s t r a SiO_2 TiO_2 Al_2O_3 Fe_{Total} CaO MgO Na_2O K_2O MnO H_2O^+ H_2O^- TOTAL

(2) Análisis químicos realizados por C. Padgora en el Laboratorio de Geoquímica (DCP) del Departamento de Geología de la Universidad de Texas en El Paso.

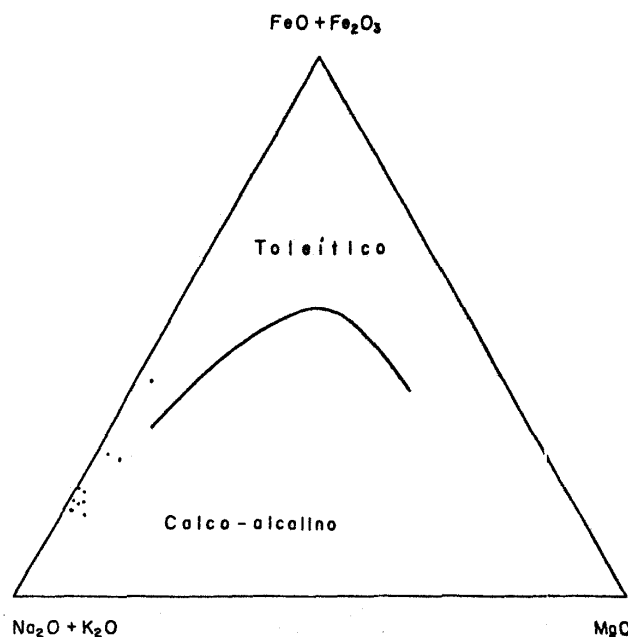


Figura 4.- Diagrama ternario de variación AFM para las muestras representativas del cuadrángulo Riva Palacio, mostrando la línea que divide al grupo toleítico del calco-alcalino (Irvine y Baragar, 1971).

Al microscopio, esta unidad presenta una textura porfirítica compuesta por fenocristales de sanidino, plagioclasa (oligoclasa), biotita, y cuarzo. La mesostasis microgranular, contiene microlitos de feldespatos orientados subparalelamente con vidrio en los intersticios.

4.- Unidad Andesítico-basáltica Cerros San Andrés (Tsa)

Esta es una unidad expuesta en varios lugares dentro del cuadrángulo y su afloramiento más importante ocurre en el sitio conocido como Cerros San Andrés, hacia el extremo suroccidental del cuadrángulo (Láminas I y 11).

El contacto con la unidad subyacente está marcado por el cambio composicional entre ambas unidades. Su color verde oscuro a negro en superficie fresca, se ve notoriamente modificado en aquellos sitios donde exhibe una fuerte alteración hidrotermal, transformando su color original a café claro o gris verdoso.

Los horizontes piroclásticos predominan sobre los derrames de lava y más aún sobre los depósitos epiclásticos de la misma composición y color que caracterizan a esta unidad. En muestra de mano, los derrames exhiben una textura porfirítica con fenocristales de plagioclasa que resaltan fuertemente sobre la mesostasis oscura por su color blanco y gran tamaño (1.5 cm), que podemos establecer como una posible característica física de correlación con las unidades que afloran en la base de la secuencia volcánica en las localidades de el Charco y Bellavista, Chihuahua, México. En lámina delgada, presenta fenocristales de plagioclasa, piroxenos y anfíboles en una mesostasis de textura pilotaxítica con microlitos de plagioclasa, minerales máficos alterados y minerales opacos.

La cima presenta depósitos de canal de color crema grisáceo, medianamente consolidados sefíticos y sammíticos.

5.- Unidad Ignimbrítica Loma Pelona (Tlp)

Esta unidad es quizás la más característica de cuantas ignimbritas fueron extruídas en esta región. Su calidad de horizonte índice ha permitido configurar la estructura geológica del cuadrángulo y su presencia ha sido determinante en la concepción de los cuerpos de carácter dómico, emplazados dentro de la secuencia piroclástica. Los alrededores de la Ranchería Loma Pelona, situada en el extremo centro-occidental del cuadrángulo, tienen expuestas la base y la cima de esta unidad que alcanza en este lugar 40 m de espesor, incrementado su potencia hacia el extremo suroriental del cuadrángulo.

Por lo general, sus afloramientos dan forma a notorios escarpes que permiten seguir fácilmente sus contactos con las unidades que la encajonan, las cuales suelen corresponder a formaciones de andesita basáltica que se manifiestan en superficie como declives de baja pendiente, normalmente cubiertos por depósitos de talud dada su baja resistencia a la erosión e intemperismo.

Esta ignimbrita presenta una proporción de fragmentos líticos menor que la correspondiente al material vítreo o cristalino. Además, muestra una coloración rojo-café a anaranjado rojiza en la mayor parte de sus afloramientos, aunque al metamorfismo termal ó a la alteración hidrotermal, modifica su color original a rosa o blanco, dependiendo del grado de reducción o lixiviación de los minerales de fierro que contiene.

En todo el cuadrángulo donde se le encuentra, la ignimbrita presenta tres zonas que, dado su carácter de unidad de enfriamiento simple, se definen de la base a la cima, como zona de no piroconsolidación, zona de piroconsolidación parcial, y zona densamente piroconsolidada. Esta última zona es el nivel más distintivo de la ignimbrita, porque megascópicamente exhibe pequeños y numerosos fragmentos de pómez de color gris claro embebidos en una matriz rojiza, fuertemente comprimidos, cuya relación diámetro / espesor es numéricamente alta. La textura eutaxítica resultante es la más fina y densa de entre las unidades ignimbríticas de la región. Dos

muestras procedentes de la zona de no piroconsolidación de las que se obtuvo el análisis de

TABLA 2.- CALCULO DE LA NORMA CIPW PARA LAS MUESTRAS DE ROCA REPRESENTATIVAS DEL CUADRANGULO RIVA PALACIO, CHIH.

M u e s t r a	Q	Il	Or	Ab	An	C	Di	Wo	Hm	Hy	Total
RP-56, San Bernabé	38.76	0.30	31.14	26.72	0.83	1.84	—	—	2.08	0.20	101.87
RP-253, San Bernabé	37.02	0.30	28.91	27.77	0.56	0.61	—	—	1.92	0.30	97.39
RP-296, San Bernabé	38.88	0.30	32.25	28.82	—	—	0.43	0.35	1.92	—	102.95
RP-1, Riolita Dómica	37.08	0.46	28.91	24.63	4.45	—	0.43	0.93	1.44	—	98.33
RP-179, Riolita Dómica	26.80	0.50	27.20	39.30	—	—	1.10	0.60	1.90	—	97.40
RP-189, Riolita Dómica	31.19	0.61	27.80	36.16	3.61	—	0.43	—	1.44	0.80	102.04
RP-414, Riolita Dómica	47.90	0.46	31.14	4.72	10.56	3.77	—	—	1.92	0.90	101.37
RP-500, Loma Pelona	29.81	0.46	27.24	34.58	1.39	1.02	—	—	1.92	0.70	97.12
RP-52, Loma Pelona	25.90	0.46	27.80	40.87	1.11	—	3.47	—	6.56	0.10	106.27
RP-240, El Apóche	30.35	0.91	33.92	26.20	4.17	1.63	—	—	3.04	0.40	100.62
(1) Granito El Aguaje	30.53	1.22	30.58	28.82	2.78	—	—	—	2.08	1.70	97.71

(1) Muestra tomada en el Poblado El Aguaje, a 20 Kms al sur del cuadrángulo.

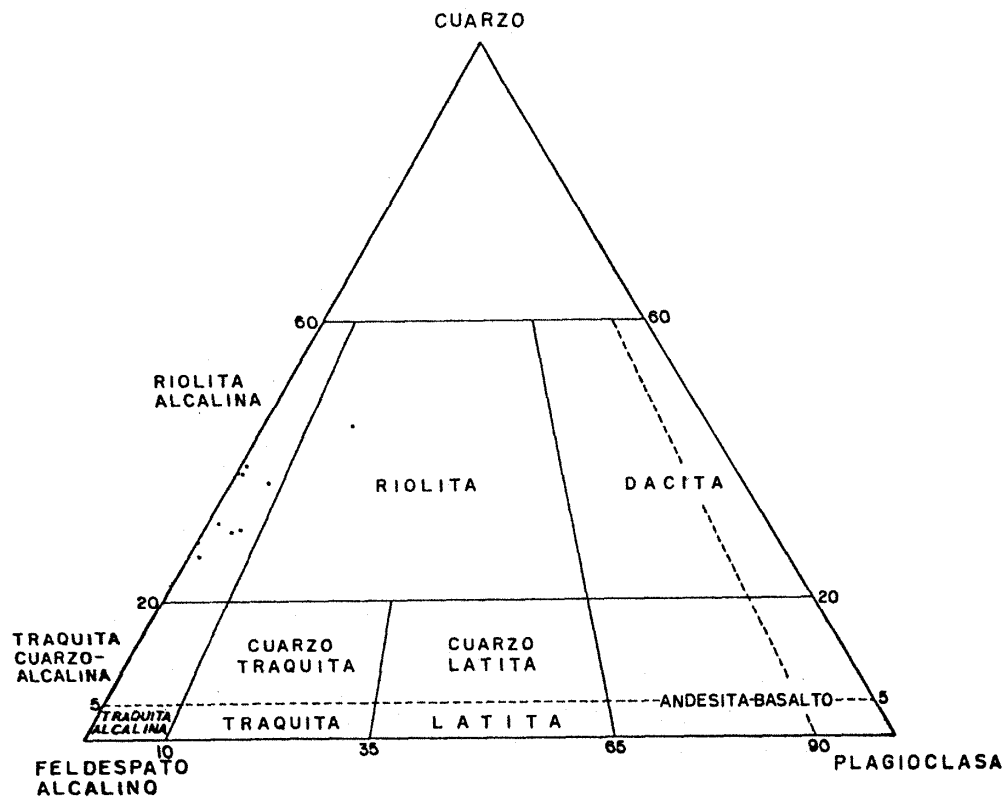


Figura 5.- Diagrama ternario de clasificación de las rocas ígneas volcánicas, según Streckelsen, A.L. (1979), mostrando la posición que guardan las muestras representativas del cuadrángulo Riva Palacio, Chihuahua.

6.- Unidad de andesita basáltica Cerro Colorado (Tcc)

Al igual que las unidades anteriores de composición semejante, descansa sobre una ignimbrita y su contacto esta marcado por el cambio composicional. La cima también se caracteriza por una discordancia erosional donde son frecuentes los depósitos de canal, principalmente de areniscas de color blanco a gris claro, con espesores hasta de 25 m. Los horizontes de material piroclástico prevalecen sobre las estructuras de derrame y en menor cantidad se presentan horizontes epiclásticos distribuidos en diferentes niveles dentro de la unidad.

Los alrededores del Rancho Cerro Colorado (Láminas I y II), muestran el sitio de mayor espesor para esta unidad (250 m). Al microscopio, muestras procedentes de los derrames lávicos presentan una textura ligeramente porfirítica con fenocristales de plagioclasa como principal constituyente, algunos piroxenos, anfíboles, y muy escaso cuarzo. Todos ellos embebidos en una mesostasis en la que predominan microlitos de plagioclasa, minerales máficos y minerales opacos, ordenados subparalelamente en dirección al flujo.

7.- Unidad Ignimbrítica San Bernabé (Tsb)

Esta unidad es la más joven de la unidades piroclásticas expuestas dentro del cuadrángulo Riva Palacio. Su principal afloramiento se encuentra en los alrededores del Rancho San Bernabé, situado ligeramente fuera del cuadrángulo hacia su extremo centro-occidental. Descansa discordantemente sobre la unidad Cerro Colorado en la mayor parte de la hoja, salvo en el extremo centro-meridional, donde localmente la unidad Loma Pelona subyace a la San Bernabé. Aunque en promedio la ignimbrita exhibe un espesor de 30 m, a lo largo del Cañón Santa Rosa alcanza un espesor de 140 m en donde son notorias las zonas de no piroconsolidación, parcialmente piroconsolidada y densamente piroconsolidada definidas por Smith, R.L. (1960) y que caracterizan a todas estas ignimbritas. Localmente se observan lentes de vitrófido en la base

de la zona densamente piroconsolidada de esta ignimbrita. En superficie fresca la unidad presenta una coloración gris claro a gris café, con un abundante contenido de fenocristales que permiten clasificarla como ignimbrita cristalina. Su textura, fuertemente porfirítica, contiene cristales en su mayoría de sanidino euhédrico a subhédrico con chatoyancia iridiscente característica, cuarzo subhédrico y escasos fragmentos líticos compuestos, principalmente, por andesitas y areniscas de grano fino. Los fragmentos de pómez son relativamente grandes y con un valor numérico relativamente pequeño de la relación diámetro / espesor. Esta circunstancia sugiere una temperatura de emplazamiento mas baja en relación a la de las ignimbritas anteriores (Peterson, D.W., 1979).

8.- Domos Riolíticos (Tlm)

Son cuerpos con estructura dómica de composición riolítica que pueden ser definidos como rocas ígneas consolidadas en superficie.

Presentan textura porfirítico-afanítica, estructura fluidal pseudo-estratificante, alto porcentaje de fragmentos líticos y composición mineralógica ácida. Parecen haberse emplazado con un alto contenido de sustancias volátiles. Estos materiales conforman superficialmente a la mayor parte de los afloramientos de rocas ígneas existentes en el Cuadrángulo Riva Palacio.

El análisis por elementos mayores de cuatro muestras representativas de los domos volcánicos, se da en la Tabla I, así como también la clasificación petrológica basada en la norma CIPW que la ubica como riolitas alcalinas (Tabla 2, Figura 5). En muestra de mano es de color blanco que puede variar a diferentes tonalidades de rosa, gris, café y naranja. Contiene gran cantidad de fragmentos líticos de diversos diámetros.

Al microscopio presenta una textura porfirítica con fenocristales de cuarzo, sanidino y plagioclasa, euhédricos a subeuhédricos y frecuentemente glomeroporfiríticos. Es común la presencia de micas color cobre (flogopita) y anfíboles (hornblenda), en cristales subeuhedrales.

Los microlitos de la mesostasis se presentan dispuestos en forma subparalela, caracterizándose por una textura traquítica a pilotaxítica.

Dados los gruesos espesores que presentan estos cuerpos a lo largo de la Sierra La Mariana, es factible diferenciar varios niveles dentro de cada uno de ellos. Aunque no siempre es posible distinguir separadamente cada uno de estos niveles, en forma generalizada se pueden establecer, atendiendo a su estructura, tres principales.

El nivel superior se caracteriza por una fuerte silicificación, fractura concoidea, baja porosidad y a medida que se acerca el contacto con la roca encajonante suprayacente, el bandeamiento de flujo planar se convierte en una estructura reomórfica en la que se aprecian estrechas convoluciones con radios de circunferencia cada vez mas pequeños.

El nivel intermedio muestra una estructura de flujo laminar que, a la distancia, es fácilmente confundida con la estratificación de las rocas sedimentarias. Al igual que los otros niveles, también contiene gran cantidad de fragmentos líticos embebidos en una mesostasis porfirítica, en la que frecuentemente se presentan fenocristales de sanidino con brillo chatoyante. A diferencia de los otros niveles, su porosidad es relativamente mayor.

El nivel inferior es de textura relativamente mas gruesa, fuertemente porfirítica, en donde el bandeamiento de flujo se manifiesta en amplios pliegues reomórficos. También son frecuentes los horizontes masivos con decenas de metros de espesor sin estructura aparente. En los sitios donde la estructura de flujo tiende a ser vertical, es frecuente observar el crecimiento de grandes cristales principalmente anfíboles y micas, a expensas de otros formados con anterioridad, como los feldespatos. Además del valor académico, la importancia de estos cuerpos radica, desde el punto de vista metalogenético, en que la mayoría de los yacimientos minerales de esta región están estrechamente vinculados con su emplazamiento, encajonándose en ellos, como el caso de los yacimientos del distrito minero de Cusihuiríachic.

9.- Tonalita Santa Rosa (Ttsr)

El área del Rancho Santa Rosa, al oeste-noroeste del cuadrángulo (Láminas I y II), se presentan afloramientos de un cuerpo ígneo intrusivo, con textura fanerítica de cristales euhédricos a subeuhédricos de plagioclasa zoneada (oligoclasa), cristales de cuarzo anhedrales, hornblenda y biotita. Es uno de los sitios en los que más claramente se aprecia la alteración deutérica en minerales formadores de roca primarios, habiendo sido clasificada la roca en los alrededores de este rancho, como una Tonalita (I.N.E.G.I., 1985). Probablemente, este sitio corresponda a la zona de extravasación para la Ignimbrita San Bernabé. La técnica de paleomagnetismo aplicada a muestras tomadas radialmente al sitio en la ignimbrita podría resolver el enigma.

10.- Unidad Fanglomerática Riva Palacio (Trp)

Esta unidad de rocas sedimentarias epiclásticas está ampliamente distribuida en el cuadrángulo, alcanzando gruesos espesores en la porción central de la hoja que llegan a los 180 m en los alrededores de la población de Riva Palacio.

Consiste de fragmentos heterogéneos en composición, angularidad y tamaño, depositados por corrientes pluviales y alcanzando un grado de consolidación bastante elevado.

Su coloración en superficie fresca es normalmente gris crema, con fragmentos derivados de la desintegración, erosión, transporte y depositación de las unidades tanto extrusivas, como intrusivas, expuestas en la región de Riva Palacio. La granulometría abarca todos los tamaños, y en la fracción fina se tienen principalmente cristales detríticos de feldespato y cuarzo, además de fragmentos líticos. El material limolítico y arcilloso actúa como el principal aglutinante.

Esta unidad se encuentra normalmente sobreyaciendo a la Ignimbrita San Bernabé, aunque también se encuentra subyacida por los domos volcánicos de composición riolítica y la unidad de andesita basáltica Cerro Colorado.

VI.- PETROQUIMICA

De las muestras tomadas en el Cuadrángulo Riva Palacio se escogieron a las diez mas representativas de las unidades volcánicas. Cuatro muestras correspondieron a domos volcánicos, tres a la Ignimbrita San Bernabé, dos para la Ignimbrita Loma Pelona, y una muestra para la Ignimbrita El Apache (Tablas 1 y 2).

Las diez muestras fueron analizadas por 10 elementos mayores (Tabla 1) en el Laboratorio de Geoquímica del Departamento de Geología de la Universidad de Texas en El Paso, utilizando el método de espectroscopía atómica por emisión de plasma (DCP).

El diagrama de variación sílice-álcalis de la Figura 3, nos muestra la subdivisión de todas las rocas ígneas dentro de las categorías alcalina y subalcalina, según Irvine y Baragar (1971). La totalidad de las muestras procedentes del cuadrángulo se agrupan dentro de la categoría subalcalina.

Las rocas subalcalinas pueden a su vez ser subdivididas dentro de la serie Toleítica y Calcoalcalina (Irvine y Baragar, 1971), quedando dentro de esta última serie las rocas de este cuadrángulo, con excepción de una muestra perteneciente a la Ignimbrita Loma Pelona, cuyo contenido en fierro anormalmente alto, la sitúa en la serie toleítica (Figura 4).

La composición eminentemente calcoalcalina de estas rocas, concuerda con la obtenida por McDowell y Clabaugh (1979), para las rocas de esta región del Estado de Chihuahua.

A partir del cálculo normativo CIPW para las muestras del cuadrángulo (Tabla 2), nueve de ellas se agruparon como riolitas alcalinas de acuerdo con la clasificación elaborada por Streckeisen, A.L. (1979) y que se muestra en la Figura 5. La muestra restante, perteneciente al grupo de domos volcánicos, quedó dentro del grupo de las riolitas, dado su alto contenido de

plagioclasa normativa.

VII.- GEOLOGIA ESTRUCTURAL

1.- Estructuras Geológicas Primarias

a) Secuencia piroclástica.

A diferencia de los flujos riolíticos dómicos, el comportamiento estructural primario de las rocas piroclásticas, particularmente el de las ignimbritas depositadas en esta región, en cuanto a la relación diámetro - espesor, se mantiene bastante estable, ya que las dos ignimbritas mas ampliamente expuestas en el cuadrángulo, la San Bernabé y la Loma Pelona, conservan espesores que promedian entre 20 y 30 m. En el caso de la Ignimbrita Loma Pelona, su espesor tiende a aumentar sensiblemente hacia la Sierra La Mariana, mientras que el espesor de la Ignimbrita San Bernabé, aumenta hacia la Sierra de San Bernabé, al occidente del cuadrángulo, alcanzando hasta 200 m al norte de la Laguna de Bustillos (Stimac, J.A., 1983, p. 59), lo que sugiere un acercamiento al área fuente.

Todas las ignimbritas han mostrado una estructura interna muy semejante que las distingue y sirve de guía para su identificación como tales. La parte basal se presenta masiva, correspondiendo a la zona de no piroconsolidación de Smith, R.L. (1960), seguida por la zona de piroconsolidación parcial, que contiene fragmentos vítreos esféricos y subesféricos, caracterizada por un grado de aplastamiento de los fragmentos de pómez, que va en aumento hasta alcanzar la zona densamente piroconsolidada, en la que la completa coalescencia de los fragmentos vítreos, dá por resultado la eliminación de todos los espacios porosos, produciendo una estructura eutáxítica.

A consecuencia de ello, es frecuente encontrar en la base de esta zona los vitrófidos de obsidiana, de estructura lenticular que caracterizan particularmente a una ignimbrita.

Las unidades de andesita basáltica se presentan principalmente como depósitos piroclásticos, en donde es frecuente encontrar, intercalados horizontal y verticalmente, gruesos derrames de lava y depósitos de canal. Dada la escasa cohesión de estos depósitos piroclásticos, es frecuente que los flujos dómicos de riolita se inyecten a través de ellos, embebiendo y llevando a los derrames como bloques flotados dentro de la masa fluída, al momento del emplazamiento.

Es particularmente notoria la recurrente alternancia que se da entre las unidades ignimbríticas y las andesitas basálticas dentro del cuadrángulo, sin que en el contacto entre un par ignimbrita-andesita se presenten discordancias erosionales (Figura 2). Esto queda evidenciado en varios sitios, como el cañón del Río Güerachic, los Cerros San Andrés, el Rancho Santa Rosa, el Rancho El Alamillo, el Rancho Nana Rosa, la Ranchería Loma Pelona, etc. (Láminas I y II). Smith, R.L. (1979) explica este fenómeno como una abrupta diferenciación de materiales dentro de la cámara magmática, de la cual son primeramente expulsados los de composición ácida (tobas e ignimbritas) y posteriormente los de composición intermedia a básica (andesitas basálticas). Por otra parte, Best, M.G. (1982, p. 45) señala que a partir de estudios de laboratorio, que han sido confirmados en algunos cuerpos magmáticos naturales, se ha observado que ciertos tipos de silicatos de alta temperatura en estado de fusión, pueden dividirse en dos porciones inmiscibles composicionalmente diferentes, concluyendo que la inmiscibilidad de líquidos es obviamente un mecanismo viable de diferenciación magmática.

El emplazamiento de los depósitos piroclásticos trae por consecuencia la formación de estructuras primarias de impacto y compactación de los materiales expulsados del área fuente. Estas estructuras fueron encontradas en las unidades de andesita basáltica e ignimbríticas de la secuencia piroclástica, particularmente dentro de las ignimbritas Loma Pelona y El Apache.

Aunque no es absoluta la presencia de estas estructuras en las unidades eruptivas, su ausencia total en los domos volcánicos, establece un buen criterio para diferenciarlos.

b) Domos Volcánicos

Uno de los rasgos estructurales inherentes a estos cuerpos es su relación diámetro - espesor de valor numérico pequeño, diferente del valor numérico exhibido por los depósitos piroclásticos, que es bastante grande.

Es frecuente observar que la estructura interna de estos cuerpos dómicos presenta elementos planares y lineales que constituyen excelentes marcadores del flujo interno dentro del cuerpo durante su emplazamiento. Ésto es muy semejante a la descripción que Best, M.G. (1982, p. 68) hace de los flujos de derrame, en donde las capas de flujo pueden ser planares, deformadas en amplios pliegues isoclinales o intrincadamente contorsionadas. También explica que las capas planares son originadas por un flujo laminar dentro del magma en movimiento. Además, las capas plegadas o contorsionadas manifiestan una transición que va de un flujo puramente laminar, a un flujo turbulento en la medida en la que la masa fluída experimenta cambios locales de los esfuerzos aplicados, quizá al encontrarse con una obstrucción ó por la fricción con la superficie sobre la que se desplazan, o con el mismo material que se está consolidando.

Internamente, este mecanismo proporciona a la mesostasis de estos cuerpos una textura en la que los microlitos de feldespato tienen un arreglo subparalelo que corresponde a las líneas de flujo. Dado el flujo radial a la fuente de extravasación, las estructuras de compactación o de impacto están ausentes totalmente, aún cuando los fenocristales y fragmentos líticos son muy numerosos. Sin embargo, aunque la presencia de estructuras primarias de impacto y de compactación sugieren, sin lugar a dudas, un origen piroclástico, no siempre se localizan en los depósitos de tipo eruptivo. Por otra parte, hay casos, como el de la Ignimbrita San Bernabé en que la textura al microscopio de algunas muestras, es similar a la de las riolitas dómicas.

Otra característica importante es la facilidad con que estos cuerpos transportan grandes bloques de rocas preexistentes, embebidos en ellos. Observados con más frecuencia que los

demás, los horizontes lávicos de andesita basáltica se encuentran como megabloques, los cuales pueden ser erróneamente confundidos con diques o apófisis de algún intrusivo. También, frecuentemente se encuentran dentro de estas masas riolíticas, grandes fragmentos de obsidiana que, orientados en dirección del flujo, son fácilmente confundidos con el vitrófido de una ignimbrita. En presencia de buenos afloramientos, es posible encontrar fragmentos totalmente circundados por el domo riolítico y con la estructura eutaxítica en posición diferente a la del bandeamiento de flujo del intrusivo, a consecuencia de la rotación que se produjo durante el transporte.

2.- Estructuras Geológicas Secundarias

La secuencia volcánica dentro del Cuadrángulo Riva Palacio presenta una deformación relacionada con el empuje vertical que afecta a toda la secuencia eruptiva. Aunque no existen afloramientos, esta deformación probablemente se deba al emplazamiento somero de cuerpos ígneos intrusivos que no alcanzaron la superficie. Donde se presentan, dan forma a estructuras de carácter cóncavo. Su manifestación más importante se tiene a lo largo de la Sierra La Mariana.

El emplazamiento somero de los cuerpos ígneos intrusivos produce en la secuencia extrusiva un fallamiento escalonado que es más notorio sobre la margen occidental de la Sierra La Mariana (Láminas I y 11). En esta sierra, a la altura del Cerro El Perico, los domos volcánicos alcanzan su máximo espesor con 420 m, donde el relieve, profundamente disectado, muestra a las unidades Cerro Colorado y Loma Pelona en el fondo de las cañadas, mientras que coronando las partes altas, todavía se conservan relictos de las unidades Cerro Colorado y San Bernabé, inclinadas 6° hacia el NW, debido probablemente a la presencia de intrusiones someras (Lámina 11).

Cinco kilómetros al oeste de esta localidad, sobre las paredes del cañón formado por el Río Güerachic, quedan expuestas, de la base a la cima, las unidades efusivas Cerros San Andrés, Cerro Colorado y San Bernabé, en secuencia normal y sin que se observen domos riolíticos.

Mas al occidente del Cañón Güérachic, estas unidades invierten su inclinación hacia el este, probablemente a consecuencia del emplazamiento de otra intrusión somera, razón por la cual el Río Güérachic se desarrolló sobre un valle de origen tectónico.

La existencia de un cuerpo de caliza relativamente pequeño en la Sierra La Mariana (Lámina 11), embebido en riolitas dómicas y en un nivel topográficamente alto en relación con las unidades eruptivas más jóvenes, sugiere la idea de un bloque levantado, cuyo salto es de por lo menos 500 m, considerando que sobre ella todavía existen como mínimo 350 m de piroclásticos y derrames de andesita basáltica pre-ignimbrita Loma Pelona y que en el cañón del Río Güérachic, desde la base de la Ignimbrita Loma Pelona hasta la cima de la San Bernabé, existen 150 m.

Aunque se ha mencionado la existencia de fallamiento normal relacionado con el proceso tafrogénico de cuencas y sierras producto de la distensión continental en esta región central de Chihuahua (Mauger, R.L., 1981, p. 236), hace falta un análisis de geomorfología estructural que muestre las evidencias que justifiquen la presencia de esas estructuras dentro del cuadrángulo.

VIII.- GEOLOGIA HISTORICA

Durante el Cretácico Temprano, a la vez que se producía el depósito de gruesos espesores de formaciones calcáreas en la Cuenca de Chihuahua (Ramírez y Acevedo, 1957), un arco magmático se desarrollaba al occidente a lo largo de la Cordillera Meridional, estrechamente vinculado a la subducción de la placa oceánica. La subsecuente migración hacia el oriente de este vulcanismo hasta hace aproximadamente 80 m.a. (Shafiqullah, M., et al., 1983), dió como resultado la regresión marina que expuso en superficie a la secuencia de calizas cretácicas. Una zona de deformación compresiva que se extendió desde Guatemala hasta el norte del Estado de Chihuahua en México, se desarrolló durante el Cretácico Tardío - Terciario Temprano (Guzmán y De Cserna, 1963; Drewes, H., 1978), al mismo tiempo que se iniciaba un prolongado período

de reposo en la actividad magmática, acompañado por levantamientos epeirogénicos en el norte de México, el cual fué interrumpido hace 38 m.a., con el retroceso del arco magmático cordillerano hacia la costa pacífica, período que se extendió por espacio de 8 m.a. (Shafiqullah, M., et al., 1983).

Es en este lapso del Terciario Medio que se depositaron las unidades extrusivas en la región central del Estado de Chihuahua, sobre una topografía de unidades calcáreas, correlacionables con las formaciones Tamaulipas, El Abra y Cuesta del Cura (Pingitore, N.E., et al., 1983), en las que previamente se había desarrollado un extenso depósito de sedimentos conglomeráticos. En la Sierra de Peña Blanca, donde se tienen las acumulaciones mayores de este material, recibe el nombre de Conglomerado Pozos (Bell, R.C., 1981).

El comienzo de la actividad volcánica de este período, queda marcado por la erupción de material andesítico-basáltico sobre el conglomerado calcáreo (Figura 2). Posterior a este depósito, ocurre el emplazamiento de una ignimbrita que, en la Sierra de Nombre de Dios, recibe el nombre informal de Riolita Valle de Sacramento con una edad de 42 m.a. (Mauger, R.L., 1981, p. 206). Con aproximadamente la misma edad, se tiene a esta misma ignimbrita en la Sierra de Peña Blanca, descansando sobre el Conglomerado Pozos y subyaciendo a rocas andesítico-basálticas (que probablemente se correlacionen con la unidad Cerro Boludo del Cuadrángulo Riva Palacio) en el área del campamento El Nopal y embebida en riolitas intrusivas en los alrededores del sitio conocido como Corrales, cerca del arroyo La Parrita de esta misma sierra. Sin embargo, los estudios sobre la región agrupan a esta ignimbrita dentro de la Toba El Nopal (Alba y Chavez, 1974; Bell, R.C., 1981; Goodell, P.C., 1981). En el área del Cuadrángulo Riva Palacio no se encontraron afloramientos pertenecientes a esta ignimbrita.

Posteriormente, sobre un horizonte epiclástico de areniscas, se produjo hace 37 m.a. (Alba y Chavez, 1974), el depósito de la Formación Mesa, unidad ignimbrítica que, en las cercanías del

Papalote, Capps, R.C. (1981) le asigna una edad entre 38 y 40 m.a. (Unidad TV-5, Figura 6). Por posición estratigráfica y composición química, la Formación Mesa se correlaciona con la Unidad Ignimbrítica El Apache del Cuadrángulo Riva Palacio (Figura 6, Tablas 1 y 3).

Enseguida vino el emplazamiento de la unidad de andesita basáltica Cerros San Andrés, la cual tiene su representante litoestratigráfica en la Andesita Picos Gemelos, dentro del Ejido Bellavista, Chih. (Mauger, R.L., 1981), y en el basalto de 38 m.a. (Figura 6), de los alrededores del Rancho el Papalote al norte de la ciudad de Chihuahua (Capps, R.C., 1981).

Es entonces cuando, después de un prolongado período de reposo en la actividad volcánica, y sobre una extensa superficie de erosión en la que se desarrollaron grandes depósitos aluviales y de canal, ocurrió la erupción de uno de los depósitos piroclásticos mas distintivos de esta región central del Estado de Chihuahua. Por sus características litológicas y posición estratigráfica, la Unidad Ignimbrítica Loma Pelona juega un papel preponderante en la interpretación de la estructura geológica de esta región. Desafortunadamente, no se encontraron afloramientos de esta unidad en la Sierra de Peña Blanca. En el área del Rancho El Papalote, Capps, R.C. (1981) la tiene definida como Unidad TV-7, y en el Ejido Bellavista - Cumbres de Majalca, Mauger, R.L. (1981) la denomina Toba Ranchería, a la que le asigna una edad radiométrica de 45 m.a. En la región de Cuauhtémoc - Cusihiuriáchic, Stimac y Wark (1983) la conocen como Toba Caballos y le asignan una edad absoluta de 31 m.a. (Figura 6).

Sobreyaciendo a la Ignimbrita Loma Pelona se depositó en esta región central del estado, la unidad de andesita basáltica Cerro Colorado que representa la erupción con menor antigüedad dentro del Cuadrángulo Riva Palacio, de material intermedio a básico arrojado durante este período de actividad volcánica del Terciario Medio. En el área de Cuauhtémoc- Cusihiuriáchic se correlaciona con los derrames y volcanoclásticos Rancho Viejo de 27 m.a. (Stimac y Wark, 1983), o con la Unidad 50E, también de 27 m.a. (Duex, T.W., 1983).

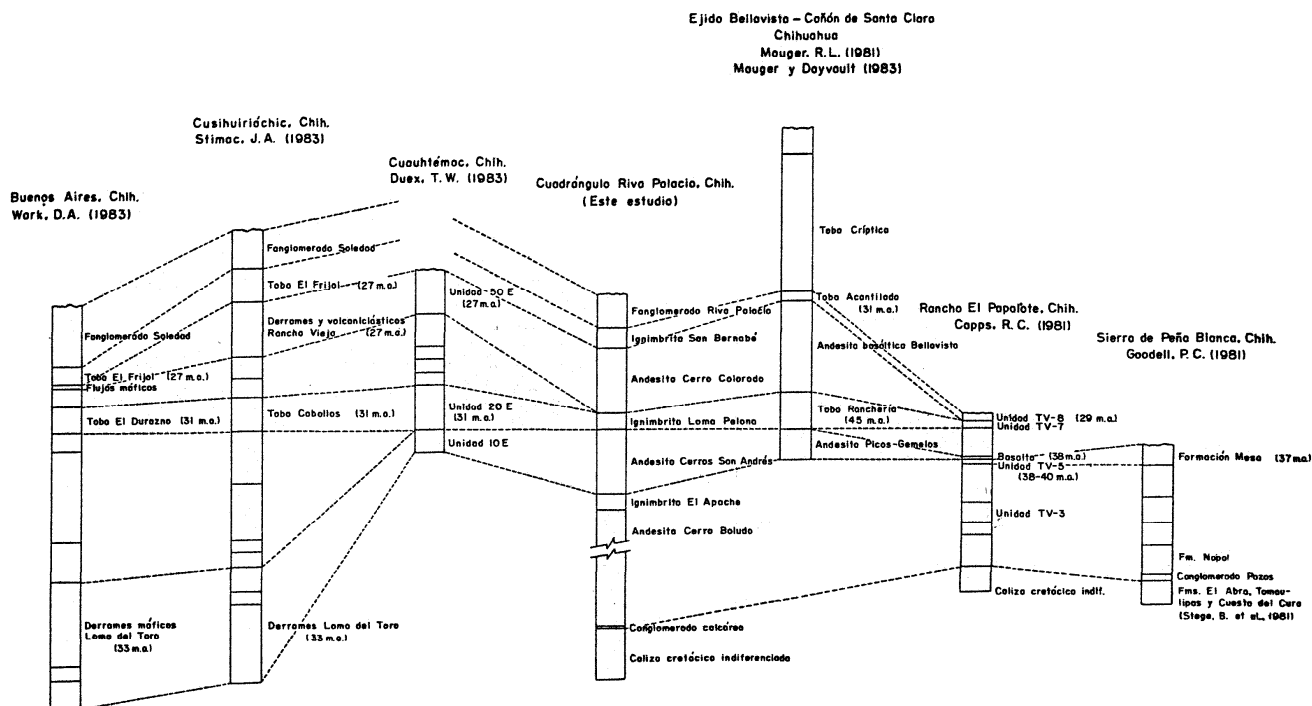


Figura 6.-Diagrama de correlación regional litioestratigráfica, mostrando las diferentes secciones columnares de la porción central del Estado de Chihuahua que contienen unidades efusivas de características semejantes a las del cuadrángulo Riva Palacio, tomando como plano de referencia a la base de la Unidad Ignimbrítica Loma Pelona.

En la región del Ejido Bellavista - Cañón de Santa Clara, Mauger y Dayvault (1983) la denominan Andesita basáltica Bellavista, y en la parte suroeste de la ciudad de Chihuahua, donde afloran varias unidades andesítico-basálticas que Megaw y McDowell (1983) llaman Basalto San Ramón, es muy probable que, al menos, la muestra de la que obtuvieron una edad radiométrica de 30.5 m.a., pertenezca a la unidad de andesita basáltica Cerro Colorado del Cuadrángulo Riva Palacio, en virtud de haber identificado en esta zona, afloramientos de la Unidad Ignimbrítica Loma Pelona entre el Basalto San Ramón.

Sobre una superficie relativamente extensa (por lo menos 20,000 kilómetros cuadrados), se conocen afloramientos pertenecientes a la Unidad Ignimbrítica San Bernabé que, dentro del Cuadrángulo Riva Palacio, constituye a la unidad piroclástica más joven que se haya depositado,

únicamente cubierta por sedimentos epiclásticos del Terciario Superior - Cuaternario.

En el Ejido Bellavista - Cañón de Santa Clara, la Ignimbrita San Bernabé es conocida como Toba Acantilado de 31 m.a. (Mauger, R.L., 1981), y sobreyaciéndola en secuencia normal existen otras dos unidades volcánicas denominadas Toba Críptica y Toba Campana (Mauger y Dayvault, 1983).

En el Rancho El Papalote, Capps, R.C. (1981, p. 260) la nombra Unidad TV-8, y también la reporta como la unidad piroclástica mas joven del área con 29 m.a.

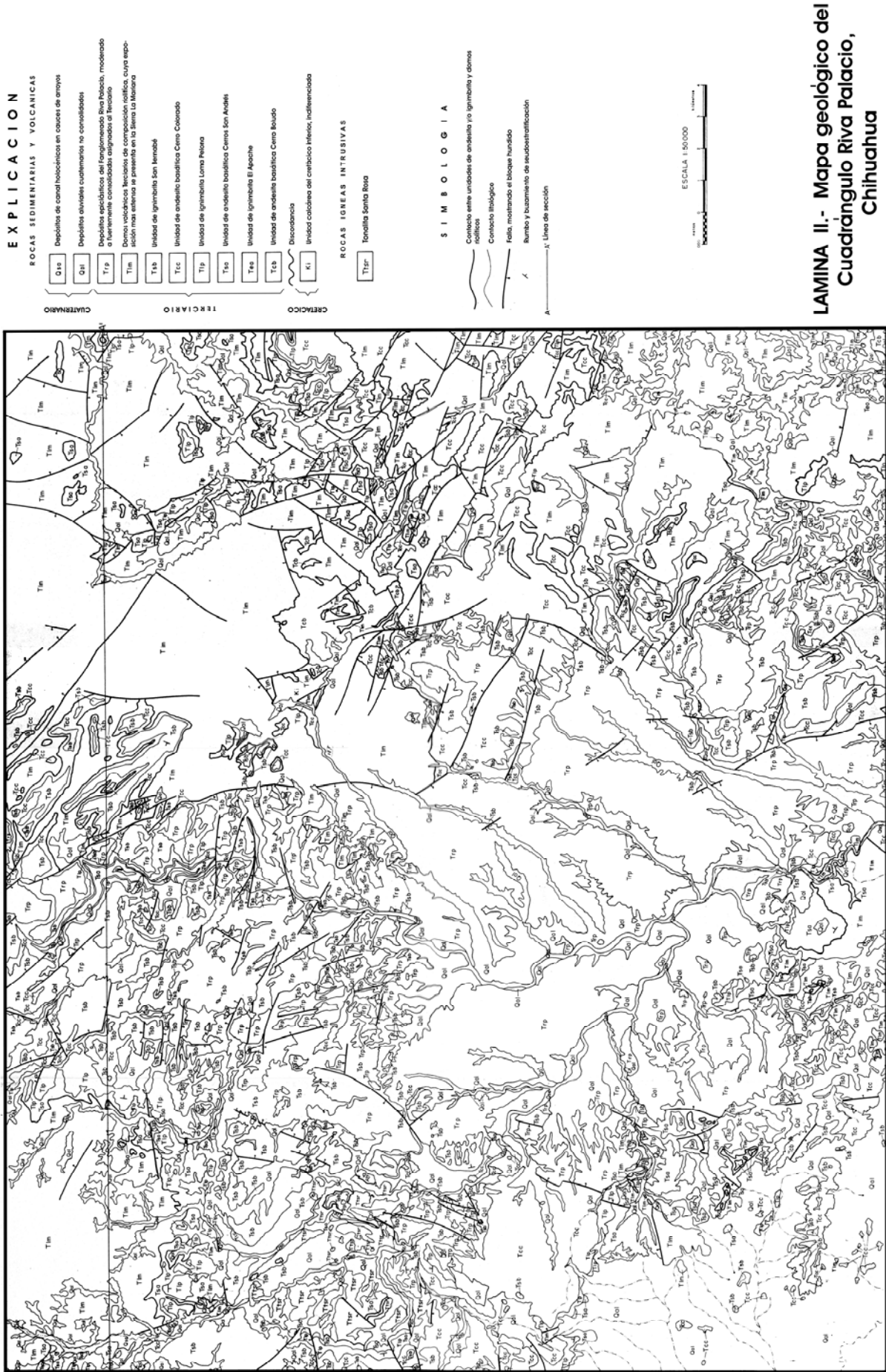
No se encontraron afloramientos pertenecientes a esta unidad en la Sierra de Peña Blanca. En la región de Cuauhtémoc-Cusiuhuiríachic es correlacionable con la Toba Frijol, donde también representa a la unidad volcánica más joven con 27 m.a. (Stimac y Wark, 1983).

Posterior a la erupción que originó la Ignimbrita San Bernabé, se produjo una interrupción en la actividad volcánica sin que, aparentemente, se completara el ciclo de vulcanismo bimodal con la aparición de material andesítico-basáltico. En lugar de ello, se desarrolló el emplazamiento generalizado en toda la porción central del estado, de una serie de intrusiones someras que modificaron el relieve relativamente plano, a consecuencia de los cuales dio principio la depositación del Fanglomerado Riva Palacio, formando amplios y gruesos abanicos aluviales, localizados al pie de las estructuras dómicas. Transicionalmente, estos sedimentos se transformaron en depósitos lacustres dentro de los valles donde se tenían lagunas, algunas de las cuales todavía persisten (Laguna de Bustillos, Laguna de Los Mexicanos, Laguna de Encinillas u Ojo Laguna).

Si las intrusiones que se emplazaron dentro de esta región lograron alcanzar la superficie, sus representantes extrusivos forman parte ya del Fanglomerado Riva Palacio, salvo la Toba Críptica de Mauger, R.L. (1981) que, dadas las características que presenta, es muy probable que constituya los derrames lávicos de estas intrusiones en el área del Ejido Bellavista - Cañón de

Santa Clara.

Permanecen sin conocerse los sitios de extravasación de las unidades piroclásticas.



REFERENCIAS

- Alba, L.A. and Chávez, Rafael, 1974, K-Ar ages of volcanic rocks from the Central Sierra Peña Blanca, Chihuahua, Mexico: *Isocron/West*, no. 10.
- Bell, R.C., 1981, *Geology of Central Sierra Peña Blanca (M.S. Thesis)* : El Paso, Tx., University of Texas at El Paso
- Best, M.G., 1982, *Igneous and Metamorphic Petrology*: W.H. Freeman and Company, New York, 630 p.
- Capps, R.C., 1981, Geology of the Rancho El Papalote area, Chihuahua, Mexico: in *Uranium in Volcanic and Volcaniclastic Rocks*, GOODell, P.C. and Waters, A.C. editors AAPG Studies in Geology no.13, p. 181-187.
- Chávez-Aguirre, J.M., Chávez-Aguirre, Rafael y Ferríz, Horacio, 1981, *Geología y Metalogenia de la Caldera San Marcos, Chihuahua*: A.I.M.M.G.M., Mem. Tec. XIV Conv.
- Conlon, S.T., 1985, *Volcanic geology of the General Trias-Tutuaca area, Chihuahua, Mexico*: Master thesis, The University of Texas at Austin, 188 p.
- Cook, S.L., 1990, *The geology and geochronology of the Palomas area, Chihuahua, Mexico*: Master thesis, The University of Texas at Austin, 180 p.
- Drewes, Harald, 1978, The Cordilleran orogenic belt between Nevada and Chihuahua: *Geological Society of America, Bull.*, v. 89, p. 641-657.
- Duex, Timothy, 1983, Geology of the Cuauhtemoc Area, Central Chihuahua, Mexico: in Clark, K.F. and Goodell, P.C., Editors, *Geology and Mineral Resources of North-Central Chihuahua, Guidebook for the 1983 Field Conference*, El Paso Geological Society, p. 213-218.
- Ferriz, Horacio, 1981, *Geología de la Caldera de San Marcos, Chihuahua*: Univ. Nal. Autón. México: Inst. Geología, Revista, vol. 5, núm. 1, p. 65-79.
- Franco-Rubio, Miguel, 1978, *Estratigrafía del Albiano-Cenomaniano en la Región de Naica, Chihuahua*: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista, vol. 2, núm. 2, p. 132-149.
- Goodell, P.C., 1981, Geology of the Peña Blanca Uranium Deposits, Chihuahua, Mexico: in *Uranium in Volcanic and Volcaniclastic Rocks*, Goodell, P.C. and Waters, A.C. editors AAPG Studies in Geology no.13, p. 275-291.
- Guzmán, E.J. and De Cserna, Z., 1963, Tectonic history of México: in Childs, O.E. and Beebe, W.B., *Backbone of the Americas*, Am. Assoc. Pet. Geol. Memoir 2, p. 115-120.

- Ide, Susan, 1986, Geology of mid-Tertiary volcanic rocks in the Laborcita-General Trias area, Central Chihuahua, Mexico: Master thesis, The University of Texas at Austin, 155 p.
- Irvine, T.N. and W.R.A. Baragar, 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: Canadian Jour. Earth Sci., v. 8, n. 5, p. 523-548.
- INEGI, 2000, Censo de población
- I.N.E.G.I., 1985, Carta Geológica Chihuahua, escala 1:250,000, Clave H13-10: Inst. Nal. Estadística, Geografía e Informática.
- Mauger, R.L., 1981, Geology and Petrology of the Central Part of the Calera-Del Nido Block, Chihuahua, Mexico: in Uranium in Volcanic and Volcaniclastic Rocks, Goode11, P.C. and Waters, A.C., editors, AAPG Studies in Geology, no.13, p. 205-242.
- Mauger, R.L., 1983, Geologic Map of the Majalca-Punta de Agua Area, Central Chihuahua, Mexico: in Geology and Mineral Resources of North-Central Chihuahua, Clark, K.F. and Goodell, P.C., editors, Guidebook for the 1983 Field Conference, El Paso Geological Society, p. 169- 174.
- Mauger, R.L. and Dayvault, R.D., 1983, The Tertiary Volcanic Rocks in Lower Santa Clara Canyon, Central Chihuahua, Mexico: in Geology and Mineral Resources of North-Central Chihuahua, Guidebook for the 1983 Field Conference, Clark K.F. and Goodell, P.C., editors, El Paso Geol. Soc., p. 175-185.
- McDowell, F.W., and Clabaugh, S.E., 1979, Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico: Geol. Soc. America, Spec. Paper 180, p. 113-124.
- Megaw, P.K.M., 1981, Volcanic Rocks of the Sierra Pastorias Caldera Area, Chihuahua, Mexico: in Uranium in Volcanic and Volcaniclastic Rocks, Goodell, P.C. and Waters, A. C., editors, AAPG Studies in Geology, no.13, p. 18~ 203.
- Megaw, P.K.M. and McDowell, F.W., 1983, Geology and Geochronology of Volcanic Rocks of the Sierra Pastorias Area, Chihuahua, Mexico: in Geology and Mineral Resources of North-Central Chihuahua, Guidebook for the 1983 Field Conference, Clark, K.F. and Goodell, P.C., editors, El Paso Geol. Soc., p. 195-204
- Peterson, D.W., 1979, Significance of the flattening of pumice fragments in ash-flow tuffs: Geol. Soc. Amer., Spec. Paper 180, p. 195-204.
- Pingitore, N.E., Stege, B.M., Goodell, P.C., and Lemone, D.V., 1983, Limestone Stratigraphy, Central Sierra Peña Blanca: in Geology and Mineral Resources of North-Central Chihuahua, Guidebook for the 1983 Field Conference, Clark, K.F. and Goodell, P.C., editors, El Paso Geol. Society, p. 239-246.

- Ramírez, J.C., y Acevedo, F.C., 1957, Notas sobre la geología de Chihuahua: Bol. Asoc. Mex. Geólogos Petroleros, v. 9, p. 583-766.
- Shafiqullah, M., Damon, P.E. and Clark, K.F., 1983, K-Ar Chronology of Mesozoic-Cenozoic Continental Magmatic Arcs and Related Mineralization in Chihuahua: in Geology and Mineral Resources of North-Central Chihuahua, Mexico, Guidebook for the 1983 Field Conference, Clark K.F. and Goodell, P.C., editors, El Paso Geol. Soc., p. 303-316.
- Smith, R.L., 1960, Zones and Zonal Variations in Welded Ash Flows: Shorter contributions to General Geology, Geol. Survey, Prof. Paper 354-F, p. 149-159.
- Smith, R.L., 1979, Ash-flow magmatism: Geol. Soc. America, Spec. Paper 180, p. 5-27.
- Stege, B., Pingitore, N.E., Goodell, P.C. and LeMone, D.V., 1981, Limestone Bedrock as a Barrier to Uranium Migration, Sierra Peña Blanca, Chihuahua, Mexico: in Uranium in Volcanic and Volcaniclastic Rocks, Goodell, P.C. and Waters, A.C. editors, AAPG Studies in Geology no.13, p. 265-274.
- Stimac, J.A., 1983, The volcanic rocks and ore deposits of the Cusihuiriachic-Cuauhternoc Area, Chihuahua, Mexico (M.A. thesis): Austin, University of Texas at Austin, 178 p.
- Stimac, J.A. and Wark, D.A., 1983, Geology of the Cusihuiriachic; Buenos Aires Area, Chihuahua, Mexico: in Geology and Mineral Resources of North-Central Chihuahua, Guide-book for the 1983 Field Conference, Clark, K.F. and Goodell, P.C., editors, El Paso Geol. Society, p. 205- 212.
- Streckeisen, A.L., 1979, The classification of volcanic igneous rocks: Geology, 7.
- Wark, D.A., 1983, Geology of the volcanic terrane near Buenos Aires, Chihuahua, Mexico (M.A. thesis) : Austin, University of Texas at Austin, 156

APÉNDICE G

GEOLOGÍA DE LA REGIÓN DE MANUEL BENAVIDES, CHIHUAHUA

GEOLOGÍA DE LA REGIÓN DE MANUEL BENAVIDES, ESTADO DE CHIHUAHUA, MÉXICO

FRANCO-RUBIO MIGUEL¹, ALVA-VALDIVIA LUIS M², GOGUITSCHAICHVILI AVTO², URRUTIA-FUCUGAUCHI JAIME²

1 - Facultad de Ingeniería de la Universidad Autónoma de Chihuahua; Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geofísica, UNAM.

2 - Laboratorio de Paleomagnetismo y Geofísica Nuclear, Instituto de Geofísica, UNAM, D.F., México.

RESUMEN

La región de Manuel Benavides, antes San Carlos, se ubica en la zona de sutura o colisión entre dos antiguas placas continentales, Laurentia y Gondwana. El resultado de esa colisión se manifiesta en escasos afloramientos conocidos como Sutura Ouachita-Marathon, desarrollada principalmente en sedimentos turbidíticos de margen continental, parte de ellos depositados en una cuenca de fondo oceánico cuya corteza desapareció por subducción a lo largo de dos frentes de convergencia.

Dada la estrecha relación entre estos sedimentos epiclásticos tipo flysch, fuertemente deformados, y la presencia de hidrocarburos, la región ha sido considerada entre los objetivos con mayor potencial para PEMEX, evidenciado por la perforación de los pozos con fines de exploración petrolera Chapo 1, Chapo 2 y Maijoma.

Otra característica importante de la región la constituyen los yacimientos minerales que han sido explotados (San Carlos y Tres Marías), íntimamente asociados a los procesos de mineralización hidrotermal de origen ígneo.

Estratigráficamente, la región se constituye como modelo de preservación de casi la totalidad de las unidades que se depositaron para el Sistema Cretácico. Además, el Sistema Terciario

contiene un gran número de formaciones volcánicas y volcano-sedimentarias, amén de cuerpos intrusivos con gran variedad morfológica.

El depósito de la secuencia marina cretácica sobre corteza continental en Manuel Benavides, sin que se presenten superficies de despegue, permite suponer una autoctonía de las formaciones geológicas bajo un régimen de relativa estabilidad tectónica, cuya utilidad para fines de paleomagnetismo es ampliamente sugerida.

Con ese propósito es que se lleva a cabo el estudio geológico de la región, como parte del tema central de tesis doctoral primariamente denominada “Paleomagnetismo de la porción centro-oriental del Estado de Chihuahua: Definición del Lineamiento Delicias-Mulato”

La identificación de formaciones equivalentes a la Fm Tesnus del Paleozoico, Fm Cupido, Fm La Peña y Fm Coyame del Aptiano, otorga al estudio su contribución a la estratigrafía de Chihuahua.

INTRODUCCIÓN

El estudio de la región de Manuel Benavides se lleva a cabo desde el año de 1981 como parte de la creación de la Licenciatura en Ingeniería Geológica en la Facultad de Ingeniería de la Universidad Autónoma de Chihuahua. Dentro del Programa de Mejoramiento del Profesorado que se aplica en esta universidad, se continúa con la investigación de esta zona al oriente del Estado de Chihuahua, dado que constituye una región muy importante para el desciframiento e interpretación del tema central de tesis doctoral “Paleomagnetismo de la porción centro-oriental del Estado de Chihuahua: Definición del Lineamiento Delicias-Mulato”, que el autor lleva a cabo en el Programa de Ciencias de la Tierra, adscrito al Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México.

LOCALIZACIÓN Y ACCESO

La región de Manuel Benavides se ubica en el extremo oriental del Estado de Chihuahua. El poblado principal, cabecera del municipio del mismo nombre, se localiza a 80 km al S 45° E de la ciudad de Ojinaga, Chih., y a 210 km al oriente de Chihuahua, capital del mismo estado (Figuras 1 y 2).

El acceso desde la ciudad de Chihuahua se efectúa a través de la carretera de cuota que la une con la ciudad de Ojinaga, tomando la desviación a 38 km de la carretera Ojinaga-Camargo hacia la antigua estación de ferrocarril El Chapo, que comunica a la población de Manuel Benavides por un camino de terracería de 60 km transitables todo el año.

Esta región se ubica dentro de la Provincia Fisiográfica de Sierra Madre Oriental (Ortega-G y Guerrero-G, 1982), con elevaciones de 2370 m en Sierra Rica y 1645 m en Sierra Azul (Figura 2).

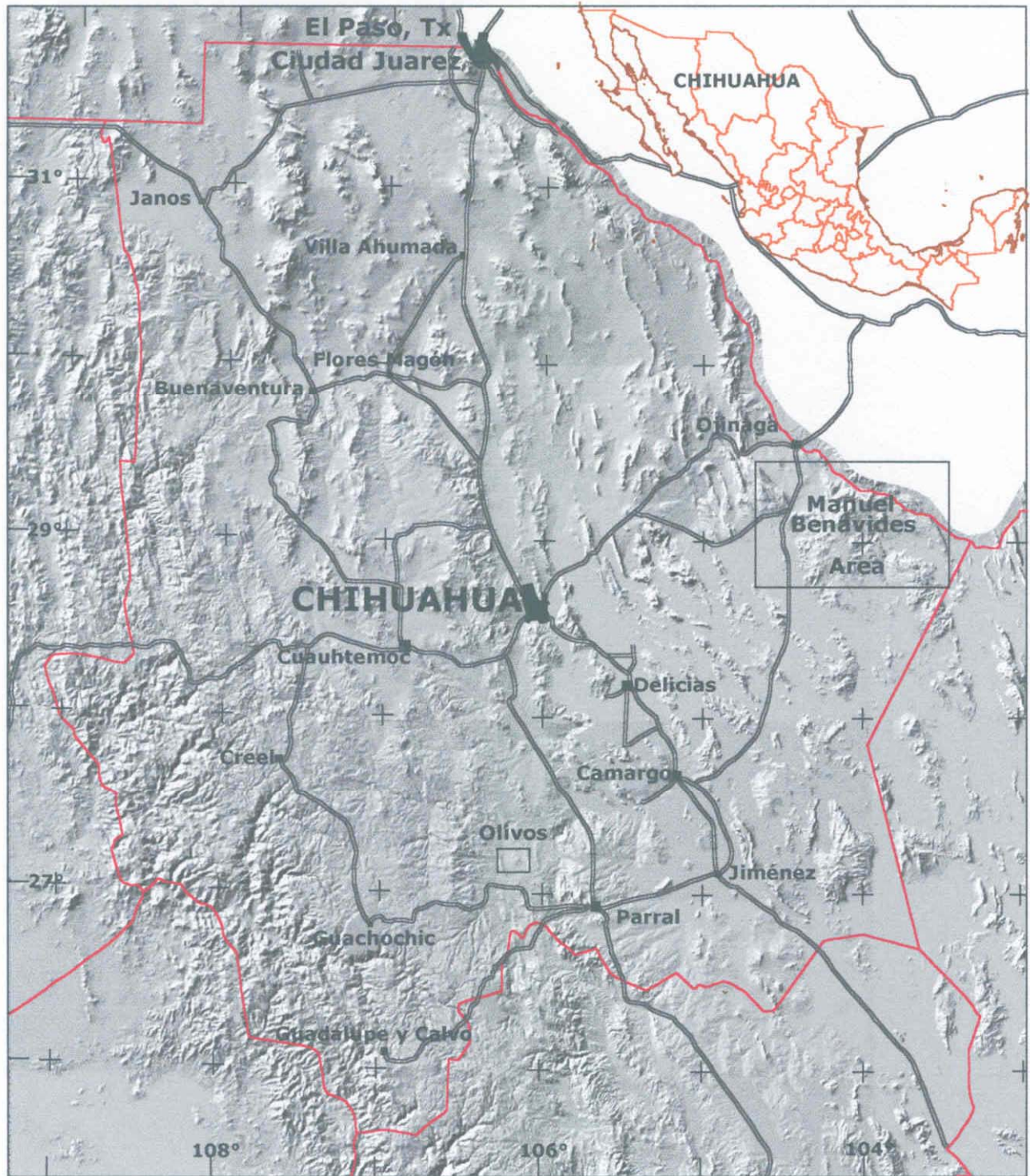


Figura 1.- Localización del área de estudio en la región de Manuel Benavides, mostrando los puntos más relevantes del Estado de Chihuahua apoyándose en la base de modelos sombreados suministrados por INEGI, 1995.

El clima es extremoso, semi-árido con veranos calientes que promedian una temperatura de 35°? e inviernos que promedian 4°?. La vegetación predominante es de tipo desértico entre las que prevalecen las cactáceas tales como palma, sotol, ocotillo, lechuguilla, candelilla, gobernadora, mezquite, largoncillo, etc.

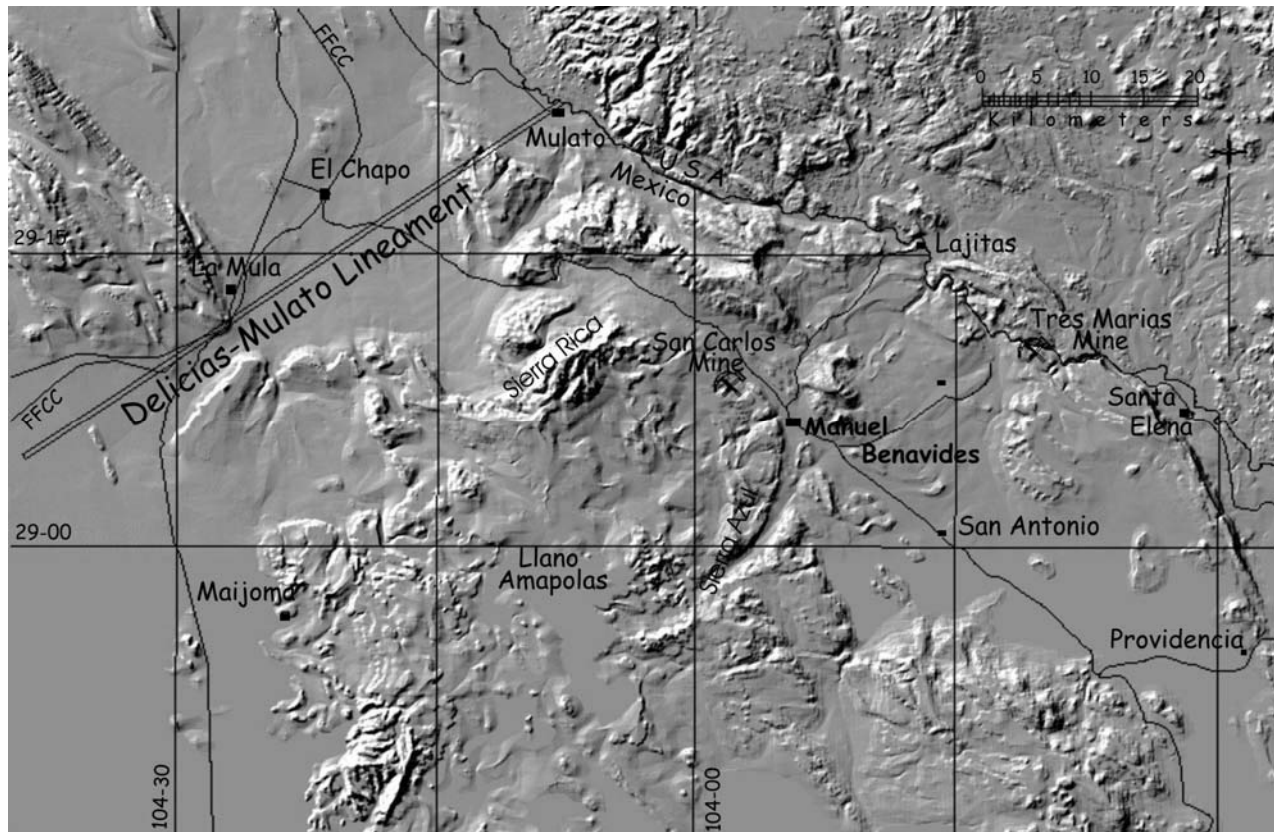


Figura 2.- Modelo de sombreado topográfico tomado de INEGI (1995), donde se muestra la toponimia relevante de la Región de Manuel Benavides, así como “Lineamiento Delicias-Mulato”.

ESTUDIOS ANTECEDENTES

Petróleos Mexicanos, a través de su Departamento de Exploración, ha efectuado varios estudios geológicos en la región, todos inéditos, culminando con la perforación de los pozos Chapo 1, Chapo 2 y Maijoma. Asimismo, ha supervisado la exploración por yacimientos de fierro en la Caldera de San Carlos (Paal Exploraciones, 1980).

La Universidad de Texas en Austin desarrolló el estudio geológico de la Caldera de San Carlos a través de varias tesis de maestría (Chuchla, 1981; Gregory, 1981; Immit, 1981). La

Universidad de Texas en El Paso también contribuyó al estudio estratigráfico de la Sierra de San Carlos con la tesis de maestría de Chacón, 1972. Franco-Rubio (1983) de la Universidad Autónoma de Chihuahua, publicó el mapa geológico de la Sierra Azul (San Carlos). Gunderson, et al., (1986) publica información relativa al vulcanismo en la región Benavides-Pozos

El Consejo de Recursos Minerales presentó en 1996 a escala 1:50,000 el mapa geológico de la hoja Los Alamos H13D63 ubicada al sur de la región de Manuel Benavides. Diversas compañías mineras efectuaron estudios geológicos, todos inéditos, conducentes a la exploración de yacimientos minerales.



Figura 3.- Espaciomapa producido por INEGI (1996), de la región de Manuel Benavides mostrando al centro la estructura de caldera San Carlos y al noroccidente el Arroyo El Nogal, aproximadamente paralelo al Lineamiento Delicias-Mulato.

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

De las Figuras 2, 3 y 4, resalta de manera importante la Caldera de San Carlos, estructura de morfología casi circular que, en la media luna que conforma la Sierra Azul en su porción oriental, expone en contacto con el Tronco San Carlos a la unidad sedimentaria equivalente a la Fm Tesnus del Paleozoico de la Cuenca Marathon-Ouachita.

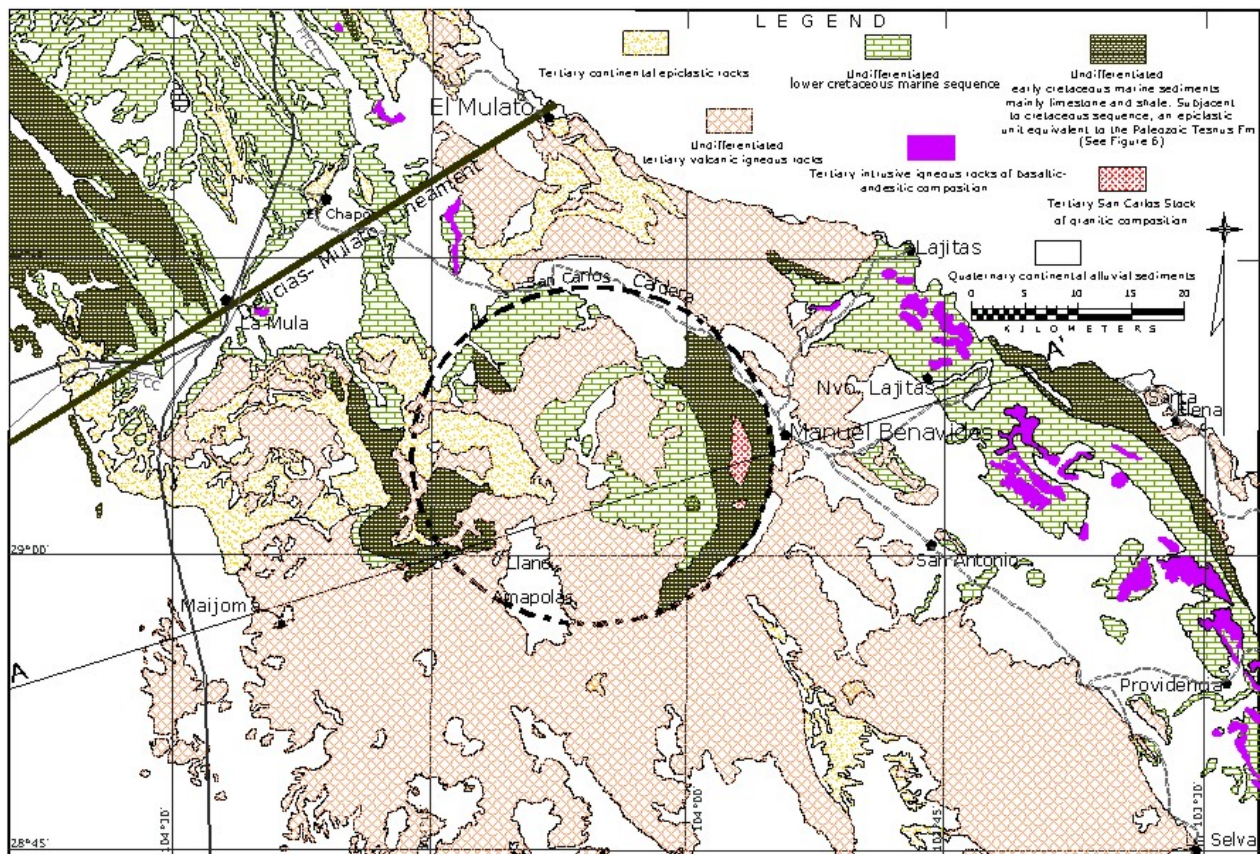


Figura 4.- Mapa geológico regional de área de Manuel Benavides

El lineamiento Delicias-Mulato distingue claramente a dos regímenes estructurales de comportamiento al norte y sur en esta región.

Al norte del lineamiento se presenta una litología eminentemente calcárea marina cretácica, deformada por esfuerzos aplicados tangencialmente, en grandes pliegues anticlinales y sinclinales con radios de curvatura del orden de centenas de metros.

Al sur del lineamiento la litología predominante es ígnea volcánica terciaria y en donde las unidades calcáreas marinas afloran, normalmente se presentan sin deformación, aunque en algunos sitios el empuje vertical derivado del emplazamiento de cuerpos intrusivos origina estructuras dómicas en la secuencia cretácica (Figura 5).

ESTRATIGRAFÍA

La mayor parte de las formaciones geológicas que afloran en la región oriental del Estado de Chihuahua están representadas en la zona de Manuel Benavides. Con un total de 18 formaciones geológicas (Figuras 6, 7 y 8), la descripción de cada una de ellas se da a continuación.

PALEOZOICO

Formación Tesnus.

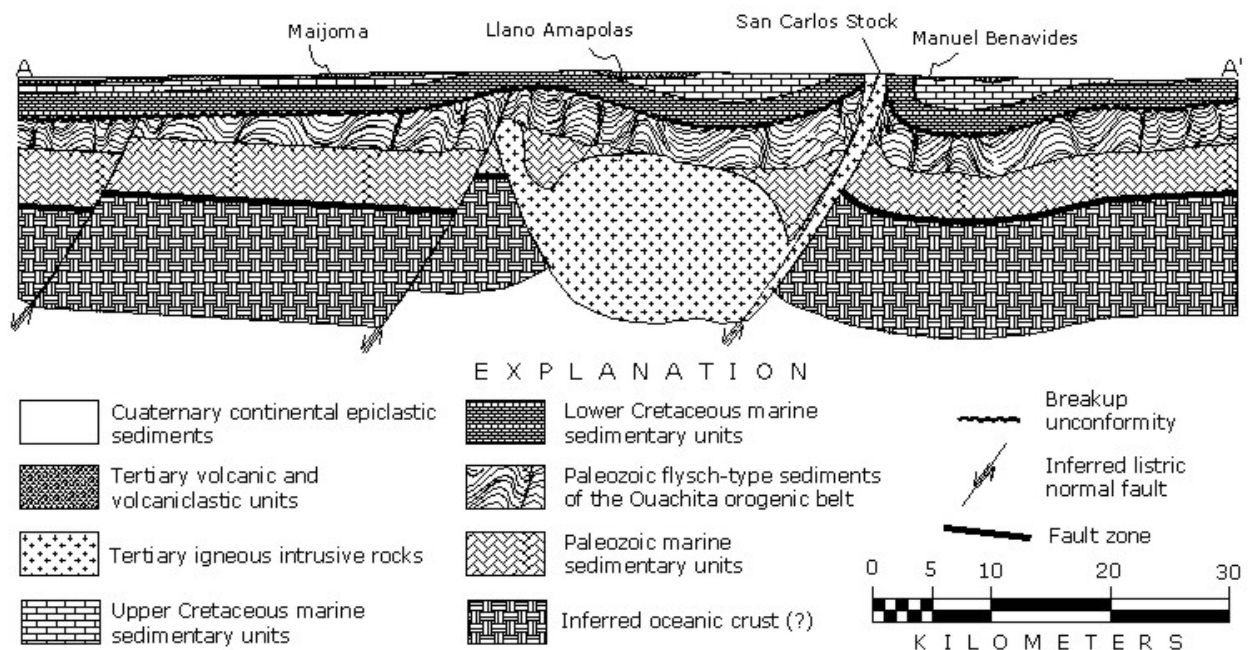


Figura 5.- Sección estructural sobre la línea A-A' del mapa geológico regional, mostrando las fallas listricas inferidas.

El área de estudio constituye un ejemplo que permite examinar la composición litológica y estructural del basamento precretácico. El Neocomiano se encuentra representado por lechos rojos de la Formación Las Vigas que en su base contienen un conglomerado grueso.

Esta secuencia epiclástica marina descansa en discordancia angular sobre sedimentos tipo flysch, fuertemente deformados que en la región de Manuel Benavides se localizan dentro de un pequeño afloramiento en el núcleo del domo anticlinal en forma de media luna originado por el emplazamiento del Tronco San Carlos (Figura 6), cuerpo intrusivo de composición granítica que se constituye en apófisis del plutón que estructuralmente da forma a la Caldera San Carlos (Figuras 4 y 5).

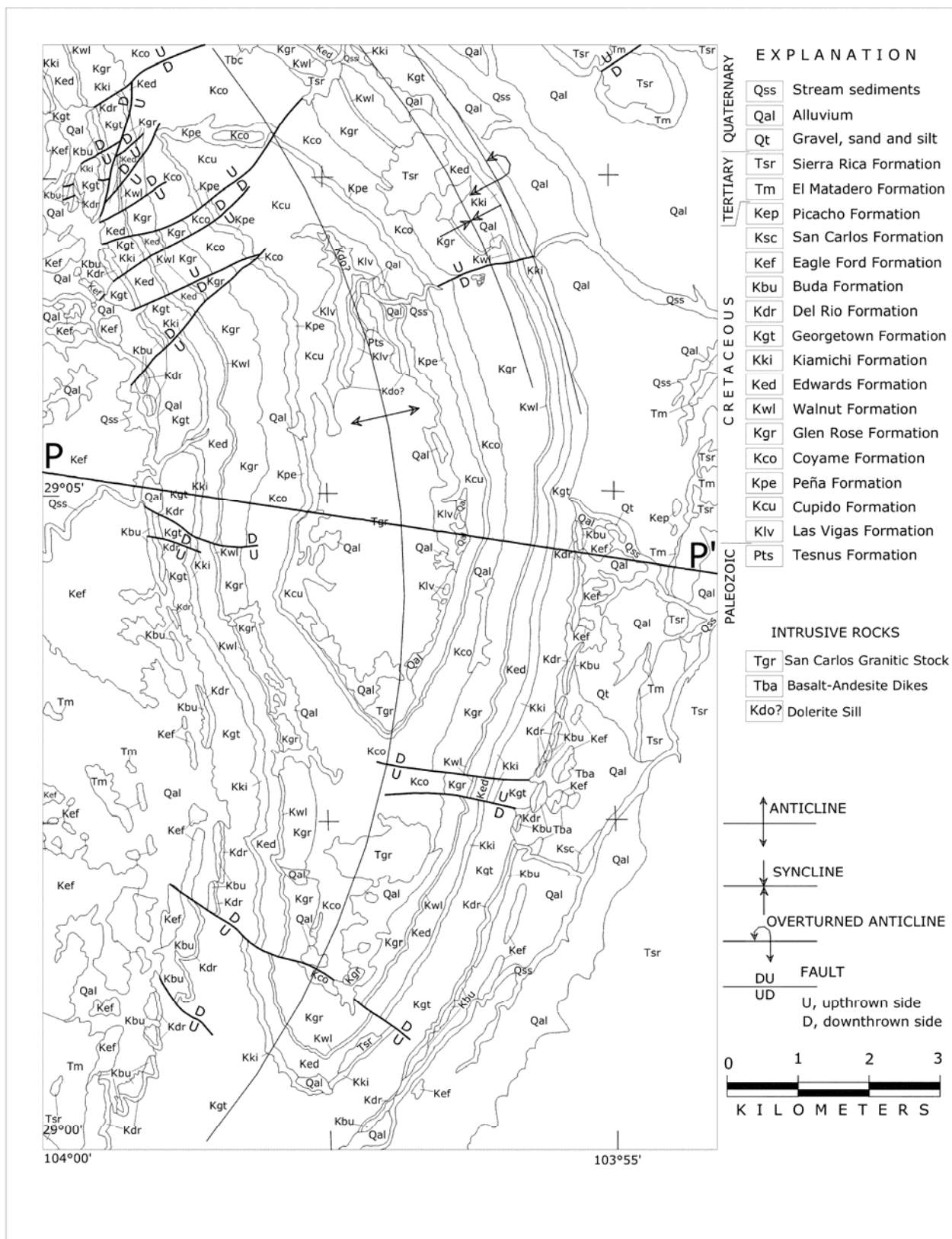
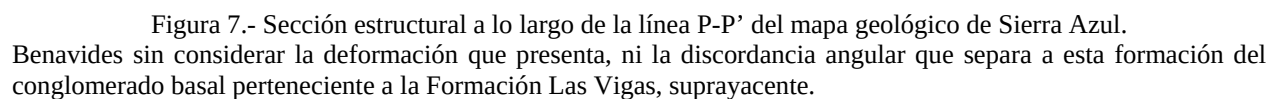


Figura 6.- Mapa geológico de la Sierra Azul, en el extremo oriental de la Caldera San Carlos

Immit (1981) plantea la posibilidad de que su unidad basal (Unidad de Argilita) pudiera corresponder a la Formación Tesnus del Pensilvánico de Texas, aunque la describe como parte de la secuencia cretácica de Manuel



12

estructural y cercanía de otros afloramientos en los que se tiene identificación plena, los sedimentos precretácicos de Manuel Benavides se consideran equivalentes a la Formación Tesnus de la Cuenca de Marathon. Esta formación geológica se encuentra ampliamente extendida en la Cuenca de Marathon y en la estructura dómica de El Solitario en el contiguo Estado de Texas de los Estados Unidos de Norte América (Ross, 1986). Udden, Baker y Bose (1916) la definen dentro de las formaciones que caracterizan al Estado de Texas.

Esencialmente, el afloramiento está compuesto por limolitas entre cuyos clastos predomina el cuarzo con cantidades menores de feldespatos y anfíboles. Los estratos delgados de arenisca resaltan por su mayor resistencia a la erosión. La estructura convoluta que afecta a esta unidad es difícil de apreciar a simple vista por el metamorfismo que le aplica la intrusión granítica aledaña.

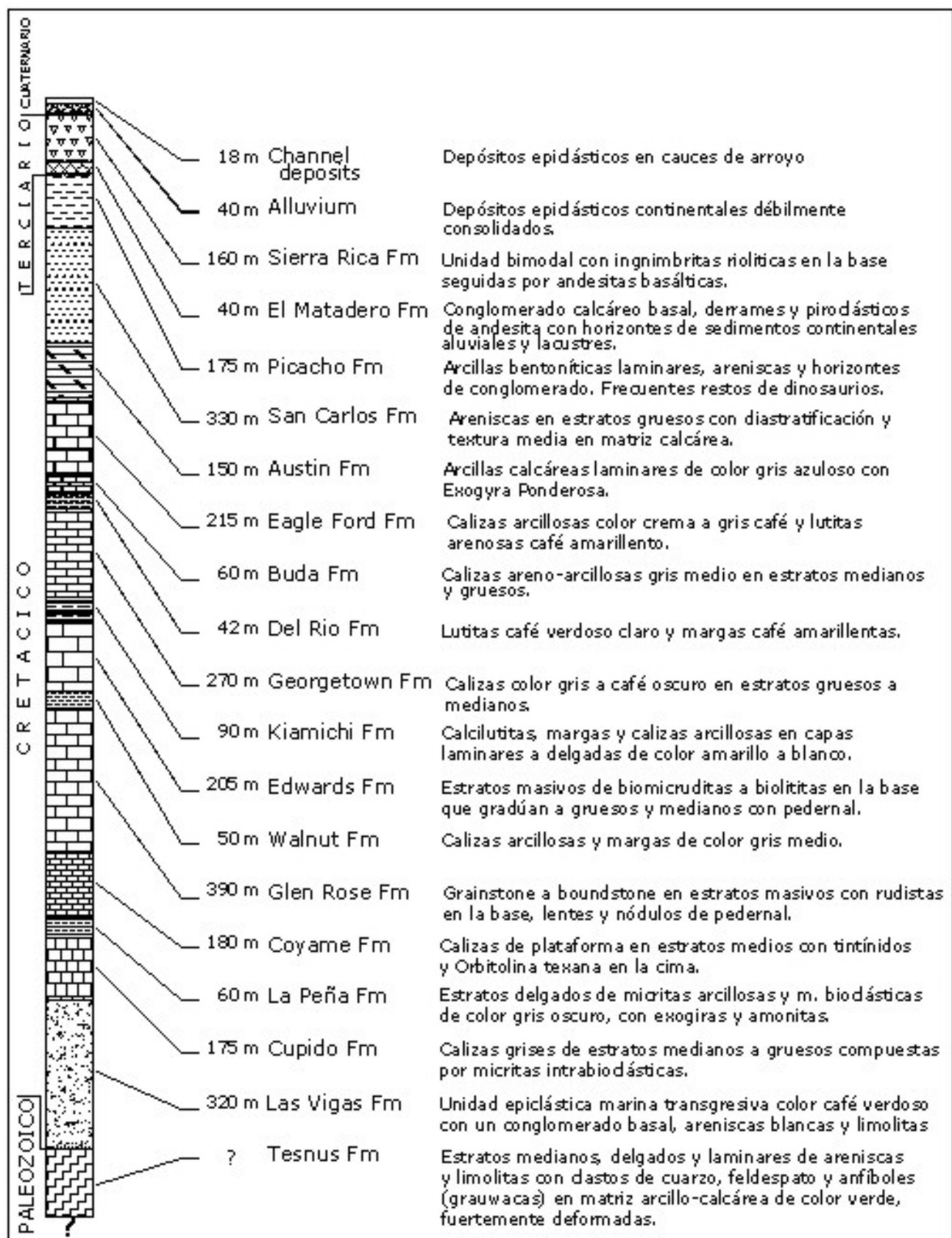


Figura 8.- Columna litoestratigráfica de Manuel Benavides, Chihuahua.

CRETÁCICO

Neocomiano

Formación Las Vigas.

En 1902 se describieron por vez primera sedimentos pertenecientes a esta formación en afloramientos cercanos al poblado de Las Vigas, municipio de Coyame, Chihuahua, por W. H. Weed. Por esta razón, Burrows (1910) denomina Formación Las Vigas a la sección que describe en la región de Chorreras, municipio de Aldama, Chihuahua, por considerar que pertenecen a esta formación. Sin embargo, señala que su límite inferior se encuentra cubierto por gravas que ocultan la naturaleza del contacto con la unidad infrayacente conocida como Formación Plomosas del Pérmico.

Uno de los sitios que exponen en su totalidad a la Fm Las Vigas sin que se observen pérdidas de la secuencia por decollement, se ubica en los “Cerros Colorados” de la región de Cuchillo Parado, en donde suprayace, en contacto aparentemente concordante, a una unidad hasta ahora considerada como Fm Navarrete, y subyace concordantemente a la Fm La Virgen.

El otro sitio está en el núcleo de la estructura dómica de la Sierra Azul (Figura 6) en Manuel Benavides. En este lugar, con la ausencia de evaporitas de la Fm La Virgen, subyace concordantemente a la Fm Cupido y su conglomerado basal suprayace en discordancia angular a los sedimentos precretácicos aquí considerados equivalentes a la Fm Tesnus del Carbonífero (Figuras 7 y 8).

Con un espesor medio de 25 metros, el conglomerado basal de color blanco con metamorfismo termal y silicificación fuerte, presenta fragmentos subredondeados a subangulosos que promedian 5 cm en diámetro, aunque algunos alcanzan hasta 15 cm, constituidos en su mayor parte por pedernal en una matriz de arenisca cuarzosa. Immit (1981) señala como fuente a las formaciones Caballos y Maravillas de la Cuenca de Marathon, Texas.

Visible a distancia y suprayaciendo al conglomerado, se presenta un horizonte de arenisca, ahora convertida en paracuarcita, de color blanco y aproximadamente 15 metros de espesor que gradualmente pasa a un conglomerado fino con clastos promedio de 2 cm en diámetro.

Hacia la cima se presenta una limolita en alternancia de estratos delgados y medianos (10 – 50 cm) de color a la intemperie café oscuro y a la fractura fresca un color verde oscuro.

En total se midieron 320 m de espesor para la secuencia epiclástica, excluyendo un diquestrato dolerítico al que Immit (1981) midió un espesor promedio de 87 m. Al igual que la secuencia de lechos rojos de la Fm La Joya en la Sierra de Catorce, S.L.P. (Franco-Rubio, 1999), muy semejante litológicamente a la Fm Las Vigas aquí descrita, el depósito corresponde a una facies transgresiva dentro de una cuenca subsidente.

Aptiano

En la localidad tipo, Burrows (1910) no diferenció a las formaciones que actualmente componen a la Fm Cuchillo y eligió como sección tipo a la secuencia que aflora en el camino de la Mina La Aurora al nor-noreste del poblado de Cuchillo Parado, municipio de Coyame, Chihuahua, donde se manifiesta como una depresión entre los Cerros Colorados (Fm Las Vigas) y la Sierra de la Aldea (Fm Aurora). La define como una sección constituida por una secuencia de 2000 pies (610 m). El miembro inferior presenta masas sacaroides blancas y fracturadas constituidas por una facies evaporítica con escasas y delgadas capas de caliza (Fm La Virgen). El miembro suprayacente contiene una alternancia de calizas y capas de yeso, que muestran gran cantidad de conchas fósiles (Fm Cupido). Encima, fácilmente erosionables, se presentan margas y lutitas arcillo-calcáreas de color gris oscuro (Fm La Peña). El miembro superior esta formado por caliza gris en estratos medianos que comienzan a ser gruesos hacia la cima (Fm Coyame).

Formación Cupido.

El nombre de Cupido fue originalmente utilizado por Imlay (1937). Esta formación está caracterizada por una secuencia de aproximadamente 175 m de espesor, en estratos medianos de 0.5 m a 1 m, compuestos por micritas bioclásticas con oolitas e intraclastos, con cantidades menores de estratos formados por micruditas con intraclastos, oolitas y bioclastos (packstone a grainstone). Es frecuente la presencia de miliólidos multicamerados típicos de un ambiente de plataforma somero.

Formación La Peña.

La secuencia de calizas y lutitas que se encuentran subyaciendo a la Fm Aurora y suprayaciendo a la Fm Parritas en su localidad tipo del flanco norte de la Sierra de Taraises, Imlay (1936) las designó formalmente como Formación La Peña, estableciendo la existencia de dos miembros, el inferior (calizas masivas con lutitas escasas) y el superior (alternancia de calizas y lutitas). Humphrey (1949) redefinió a la Fm La Peña restringiéndola únicamente al miembro superior. Longoria (1975) la describe ampliamente en base a esta redefinición, y aquí se utiliza ese concepto para el presente trabajo.

En la región de Manuel Benavides, con un espesor medio de 60 m, está compuesta por estratos delgados (10 a 50 cm) de micritas arcillosas y biomicritas de color gris oscuro a negro, conteniendo gran cantidad de exogiras y amonitas escasas.

Formación Coyame.

Este litosoma forma parte del grupo de miembros pertenecientes a la antigua Fm Cuchillo, que se puede diferenciar litológica, cartográfica, y paleontológicamente de las demás, ocupando la parte superior y mostrando características que le permiten erigirse como formación geológica en lo individual. Por esta razón, Hernández (1977) denomina informalmente Formación Coyame a la

secuencia calcárea de la parte superior de la Fm Cuchillo que aflora en los alrededores de la cabecera municipal de Coyame, Chihuahua. Aquí utilizamos el nombre de Fm Coyame también informalmente, por no contar con algún otro para ese fin considerando que las características de esa formación se ajustan mejor que ninguna otra a la unidad que aflora el Domo de San Carlos.

En la Sierra Azul de Manuel Benavides, la Fm Coyame esta compuesta por 180 m de calizas de plataforma en estratos de espesor medio (0.5 m – 1.0 m) a grueso (1 m – 2 m) conteniendo foraminíferos planctónicos representados por tintínidos (*Colomiella recta* Bonet y *Colomiella mexicana* Bonet), favusélidos y radiolarios. Los estratos de la cima en contacto con los horizontes masivos de la Fm Glen Rose contienen gran cantidad de *orbitolina texana*, que Ramírez y Acevedo (1957) atribuye a la base de la unidad suprayacente Glen Rose.

Albiano - Cenomaniano

Burrows (1910), define como Formación Aurora a toda la secuencia de calizas suprayacentes a la Fm Cuchillo y subyacentes a la Fm Ojinaga, señalando como localidad tipo a la secuencia que da comienzo en los estratos masivos horadados por el socavón de la Mina La Aurora en la Sierra de la Aldea (actual Sierra de Cuchillo), al norte del poblado de Cuchillo Parado, municipio de Coyame, Chihuahua. Este intervalo se integra por las formaciones Glen Rose, Walnut, Edwards, Kiamichi, Georgetown, Del Rio y Buda, que se describen a continuación.

Formación Glen Rose.

Hill (1891) usó por vez primera el nombre de Glen Rose, estableciendo su localidad tipo a lo largo de Río Paluxy cerca del poblado Glen Rose, Condado de Somervell, Texas. En ese lugar consiste de calizas de estratos delgados a medianos, que alternan con margas y calizas margosas. Burrows (1910) denomina Formación Aurora a los sedimentos que suprayacen a la Fm Cuchillo. En su base consiste esencialmente de calizas en estratos masivos.

En el cañón del Río San Carlos en la Sierra Azul de Manuel Benavides se midieron 390 m de esta secuencia. También contiene estratos masivos en la base, fácilmente cartografiables y considerados como un grainstone caracterizado principalmente por rudistas del género caprinuloidea. El resto se presenta en capas medianas a gruesas de color gris a gris oscuro con numerosos nódulos y lentes de pedernal. Consiste en calcarenitas pelladas con bioclastos de grano fino a medio y calcilitas (micrita bioclástica dolomitizada) de color gris café oscuro.

Formación Walnut.

Al igual que la unidad anterior, Hill (1891) dio nombre a esta formación en la localidad tipo de Walnut Springs, Condado del Bosque, Texas. La describe como una secuencia de arcilitas amarillentas y calizas en capas laminares que en ocasiones se observa con lumaquellas (coquinas) de exogyras, gastrópodos y foraminíferos. Sus equivalentes en Texas son las formaciones Maxon y Telephone Canyon.

En Manuel Benavides se midieron aproximadamente 50 m en estratos delgados de margas y calizas arcillosas de color gris medio a claro, además de escasos horizontes delgados de arenisca cuarzosa. El metamorfismo termal y la silicificación aplicados a la secuencia produce en los estratos una competencia fuerte al intemperismo químico y mecánico transformando en paracuarcita a la arenisca y marmorizando y silicificando a la caliza. Es frecuente la presencia de amonoideos y foraminíferos.

Formación Edwards.

El nombre de esta formación fue dado por Hill and Vaughn (1899) a la secuencia que se encuentra arriba de la Fm Walnut y subyaciendo a la Fm Kiamichi, ambos en contacto concordante en la localidad tipo de Barton Creek cerca de Austin, capital del estado de Texas.

En Manuel Benavides esta formación presenta un espesor de 205 m medidos a lo largo del Cañón del Río San Carlos. Son notorios los espesores masivos de caliza (biomicruditas a biolititas) en la base de esta unidad, Hacia la cima, los estratos gradúan a espesores gruesos y medianos, con numerosos nódulos y lentes de pedernal de color café y gran cantidad de exoesqueletos principalmente de rudistas.

Formación Kiamichi.

De acuerdo con Ramírez y Acevedo (1957), originalmente se le denominó arcillas Kiamitia por Hill en 1891. Posteriormente, el Board of Geographic Names otorgó el nombre actual y su localidad tipo la ubicó en las llanuras del Río Kiamichi, en los alrededores de Fort Towson, Condado de Choctaw, Oklahoma, donde consiste de margas y calizas pizarrosas con abundancia de *Gryphaea navia* y *G. Corrugata*.

En Manuel Benavides está constituida por 90 m de calcilutitas, margas y calizas arcillosas en capas laminares a delgadas de color amarillo ocre a blanco, que contienen *Oxytropidoceras sp.* del Albiano tardío.

Formación Georgetown.

Ramírez y Acevedo (1957) hace mención respecto a esta unidad señalando que Adkins (1933) hace la discusión sobre la Formación Georgetown, dentro de la cual se han agrupado a las formaciones Main Street, Paw Paw, Weno, Denton, Forth Worth y Duck Creek del sureste de Texas.

En Manuel Benavides consiste de 270 m de calizas de color gris a la fractura fresca y gris café oscuro al intemperismo, en estratos gruesos a medianos. Es frecuente la presencia de *Tuocasia sp.* y otros rudistas sobresaliendo por silicificación. También se observan abundantes los nódulos de pedernal de color gris claro a crema.

Formación Del Río.

Hill and Vaughan (1898) aplica el nombre a esta formación, estableciendo como localidad tipo a la secuencia de aproximadamente 60 m de arcillas fosilíferas de color amarillo, que aflora en la Loma de la Cruz, a 3 km al sur de la ciudad de Del Río, Texas.

Esta formación presenta un espesor de 18 m medidos en Arroyo Hondo, 5 km al sur del poblado de Manuel Benavides (Figura). Contiene estratos delgados a laminares constituidos principalmente por lutitas (micritas arcillosas) de color café verdoso claro y margas café amarillentas. También contiene fósiles de *exogyra* sp., *gryphaea* sp. y *Turritella* sp.

Formación Buda.

Ramírez y Acevedo (1957) mencionan que el nombre fue otorgado por R.T. Hill en 1900, en su localidad tipo de Shoal Creek, en Austin, Texas.

Esta formación esta compuesta por aproximadamente 60 m de calizas areno-arcillosas que intemperizan a un color gris verdoso claro, y de color gris medio a la fractura fresca, en estratos medianos hacia la base y gruesos hacia la cima. Es característico el arredondamiento de las esquinas de los bloques de estratos, debido al intemperismo esférico a consecuencia del contenido arcilloso en la matriz.

Turoniano-Coniaciano

Formación Eagle Ford.

Con este nombre se designa a la secuencia de 215 m de calizas arcillosas de color crema a gris café claro y lutitas arenosas de color café amarillento, en estratos delgados y laminares con gran cantidad del fósil índice *Inoceramus labiatus* que afloran en la región de Manuel Benavides.

Wolleben (1966) utiliza el nombre de Fm Ojinaga para designar a dos unidades claramente cartografiales que aquí se identifican como Eagle Ford y Austin, mismas que Del Arenal (1964) usa en su investigación para esta región de Manuel Benavides.

Santoniano

Formación Austin.

Bose and Cavins (1927), describen en la región de Lajitas, Municipio de Manuel Benavides, México, a unas lutitas amarillentas a grises que contienen *Mortoniceras* sp., *Inoceramus* sp. y *Exogyra ponderosa* del Santoniano. Ramírez y Acevedo (1957) asignan a la Fm Austin 1100 m de lutitas de color gris oscuro, algunas arenosas, con estratos delgados de calizas y margas laminadas, así como algunas concreciones calcáreas hacia la cima, en el área de Ojinaga.

En los alrededores de la cabecera municipal de Manuel Benavides, del mismo nombre, a lo largo del Río San Carlos, afloran sedimentos pertenecientes a esta unidad, compuestos por una secuencia de aproximadamente 150 m de arcillas calcáreas de color gris claro azulado conteniendo *Exogyra Ponderosa*, con intercalaciones de concreciones delgadas alineadas constituidas por calizas arenosas de color café grisáceo claro. La secuencia presenta un color de intemperismo amarillo verdoso grisáceo, descansando concordantemente sobre los estratos calcáreos de la Fm Eagle Ford y subyaciendo a las areniscas de la Fm San Carlos.

Campaniano

Formación San Carlos.

Hasta antes de la década de 1930, muchas poblaciones de la República Mexicana poseían nombre de santos, los cuales fueron sustituidos por héroes de la Revolución Mexicana. De esta manera, el municipio y cabecera de Manuel Benavides se conocían como San Carlos, lugar que

posee la facies de areniscas marinas costeras y deltaicas con depósitos de carbón que caracterizan a esta región del Estado de Chihuahua.

Wolleben (1966) menciona la información no suficiente de Vaughan (1900) al proponer como Fm San Carlos a una unidad que tiene su base cubierta en la localidad que utilizó para definirla. En el caso de Vivar (1925), J.A. Wolleben señala que, aunque elevó a la categoría de grupo a la Formación Ojinaga de Burrows dividiéndole en tres, es decir, Fm Ojinaga en la base, Fm El Nogal y Fm Picacho, no dio espesores y su descripción es abreviada.

La sección en Manuel Benavides, medida a lo largo del Río San Carlos, aguas abajo de la cabecera municipal, contiene aproximadamente 330 m de areniscas de estratos en su mayoría gruesos (1-2 m) con diastratificación y granulometría media en una matriz calcárea. En la sección se observaron dos horizontes de 50 y 70 cm de espesor de carbon, separados por un caballo de arenisca fina de 2 m de espesor. La Fm San Carlos descansa concordantemente sobre la Fm Austin y subyace también concordantemente a la Fm Picacho.

Maestrichtiano

Formación Picacho.

Esta unidad está compuesta por aproximadamente 175 m de una secuencia de arcillas bentoníticas con estratificación laminar, areniscas con diastratificación y horizontes de conglomerado. Es frecuente la presencia de restos de dinosaurios en estos sedimentos. Se presenta en colores blanco, violáceo y rojizo, y dado el gran contenido de illitas y montmorillonitas, su expresión superficial muestra los efectos de contracción y dilatación típico de las arcillas expansivas, provocando pérdida de compactación y haciéndola fácilmente disgregable.

En la región de Manuel Benavides descansa concordantemente sobre la Fm San Carlos y su límite superior lo constituye una discordancia erosional sobre la que se depositaron

conglomerados continentales y los cuerpos de rocas volcánicas terciarias de carácter explosivo y de derrame.

TERCIARIO

Gregory (1981), quien trata la estratigrafía volcánica de la región de Manuel Benavides extensa y detalladamente, excluye los trabajos realizados en la región contigua del Estado de Texas (Maxwell, et al., 1967; Diaz-Velarde, 1968; Chuchla, 1981), al igual que Gunderson, et al. (1986) lo excluye a él para definir las unidades volcánicas emplazadas en esta región, quizá por considerar que la actividad volcánica representada por los afloramientos de este tipo de rocas queda restringida exclusivamente al sitio donde se les encuentra.

No obstante, para no complicar la nomenclatura volcánica y considerando que el depósito de las unidades involucradas en este estudio, cuya erupción se efectuó en algunas de ellas con carácter explosivo y transporte aéreo, tuvieron una extensión regional que permitió su emplazamiento en, por lo menos, la región entera de Manuel Benavides, nos apoyaremos en ese contexto para utilizar los nombres definidos por Gregory (1981).

Formación El Matadero.

Este cuerpo volcánico presenta un espesor medio de 40 m y hacia la base de la unidad se puede incluir al conglomerado continental depositado en los bajos topográficos de una superficie de erosión que afectó principalmente a la Fm Picacho, depósitos de calizas blancas lacustres conteniendo esqueletos fósiles de pescados, y hacia la cima, derrames y piroclásticos de andesita basáltica, y horizontes de arenisca conglomerática de color café rosáceo claro hacia la cima.

Formación Sierra Rica.

Depositada sobre una superficie de erosión con epiclásticos continentales principalmente sammíticos, inicia con el emplazamiento de un cuerpo de ignimbrita de composición riolítica, moderadamente piroconsolidada y resistente a la erosión, seguida de una potente sección de andesita basáltica y cuerpos lenticulares de epiclásticos continentales (conglomerados, areniscas, sedimentos lacustres), que en conjunto presentan un espesor medio de 160 m.

CUATERNARIO

Para el Sistema Cuaternario se identificaron sedimentos epiclásticos continentales nada a débilmente consolidados que ocupan aproximadamente la cuarta parte de la superficie total de la región de Manuel Benavides, considerando a las gravas asociadas al talud (Qt) y las cuencas aluviales (Qal), además de los sedimentos de arroyo que caracterizan a los cauces de las corrientes pluviales (Qss).

Coluvión y aluvión.

Los depósitos coluviales (Qt) se identificaron entre los cambios de pendiente que separan básicamente a los afloramientos de roca y las cuencas aluviales, los cuales están constituídos por gravas con arena y limo intersticial, débilmente consolidadas, en fragmentos angulosos a subangulosos de tamaños variados.

Los depósitos aluviales (Qal) que caracterizan a los abanicos y cuencas aluviales de la región de Manuel Benavides, se constituyen principalmente de arcillas, limos, y arenas, y cantidades menores de gravas. Ocupan esencialmente las partes topográficamente bajas de la superficie continental.

Depósitos de canal (Qss).

Comprenden solo a los depósitos holocénicos, quedando circunscritos a los cauces de arroyos. Se componen de gravas con fragmentos redondeados a subredondeados cuyos tamaños varían desde peñascos y matatenas en las prolongaciones al interior de las elevaciones donde se encuentran los afloramientos de roca, hasta arenas y limos en los valles donde las pendientes son relativamente suaves.

ESTRUCTURA GEOLÓGICA

Estructura geológica primaria.

La estructura geológica de carácter primario la podemos considerar en a) rocas sedimentarias y b) rocas ígneas.

Rocas Sedimentarias.

La estratificación se exhibe como la estructura primaria dominante en los horizontes que conforman la secuencia sedimentaria marina, en donde podemos diferenciar toda la gama, desde estratos masivos (>2 m de espesor) rasgo dominante que distingue la base de las formaciones Glen Rose y Edwards, gruesos (1 m – 2 m) característicos de las formaciones Glen Rose, Edwards y Georgetown, medianos (0.50 m – 1 m) presentes principalmente en las formaciones Buda y San Carlos, delgados (0.10 – 0.50 m) que caracterizan a todas las formaciones con un alto contenido en arcilla, como Walnut, Benevides, Del Rio, Eagle Ford y Tesnus, y laminares (< 0.10 m) presente en las formaciones Tesnus y El Picacho principalmente.

Rocas Ígneas.

Particularmente importante en este renglón, la región de Manuel Benavides es una de las localidades que presenta una prolija variedad de estructuras ígneas, entre las que podemos

distinguir, de acuerdo con Hills (1975), diques, diquestratos (sills), lacolitos y el Tronco San Carlos (Figura 6).

Estructura Geológica Secundaria.

Esta se manifiesta principalmente a través del fracturamiento de rumbo N(45°-70°)W. Especialmente dominante, se exhibe a la imagen de satélite la estructura casi circular de la Caldera de San Carlos (Figura 4), identificada por Chuchla (1981) y Gregory (1981).

Los pliegues y fallas constituyen las estructuras principales en la unidad que aflora en la base de la secuencia, aquí considerada equivalente a la Fm Tesnus, desarrollados en sedimentos epiclásticos de margen continental que se depositaron en la Cuenca Ouachita-Marathon, los cuales quedaron totalmente fallados, convolucionados y con metamorfismo regional en facies de esquisto verde (Carpenter, 1997), por el cierre entre la margen septentrional de Gondwana y la margen meridional del cratón de Norte América desde fines del Paleozoico (Levin, 1988), hasta mediados del Jurásico ().

En el área de estudio la secuencia sedimentaria cretácica muestra los efectos de la Deformación Laramide del Terciario, con pliegues cuyo radio de curvatura alcanza el orden de metros y poco frecuente el orden de las decenas de metros, propiedad que caracteriza a la deformación tangencial al sur del Lineamiento Delicias-Mulato. Localmente es posible observar pliegues, ahora recostados, en estratos de las formaciones Glen Rose, Walnut, Edwards, Benevides y Georgetown en el flanco oriental del Domo San Carlos (Figura 6).

Lineamiento Delicias-Mulato

El Lineamiento Delicias-Mulato, que podemos ubicar entre las poblaciones de El Mulato, municipio de Ojinaga y Mina San Antonio, municipio de Aquiles Serdán, ambos en el Estado de Chihuahua (Figuras 2, 4 y 9), se define aquí como un rasgo topográfico de extensión regional que

se cree refleja la estructura cortical que separa dos regímenes de deformación, ahora observados en superficie, semejantes en cuanto a contemporaneidad aunque diferentes en cuanto a la estructura secundaria que los caracteriza, evidenciado por la amplitud de los pliegues de compresión tangencial, en relación al radio de curvatura que se desarrolló en el orden de las centenas de metros al norte de lineamiento, mientras que los pliegues al sur se presenta en el orden de las decenas de metros.

A este mismo lineamiento se refiere Haenggi (2001), definiéndolo como Lineamiento de Alamitos, el cual forma parte del límite meridional de la Cuenca de Chihuahua, y señala: “The Chihuahua trough is herein defined as the area of northeastern Chihuahua and adjacent parts of Texas, New Mexico and Sonora that later became sites of a pre-Albian Mesozoic basin. An arbitrary southern boundary is placed at the edge of the North American craton as defined by lead isotope data (James and Henry, 1993) and the Alamitos lineament,”.

Aparentemente, el Lineamiento de Alamitos lo configura Haenggi (2001), siguiendo quizá el límite superior del Terreno Tarahumara de Sedlock, et al. (1993), o bien proponiéndolo como un alineamiento que separa los afloramientos volcánicos terciarios de los afloramientos de sedimentos cretácicos de esta parte de Chihuahua, o probablemente como el límite superior de la extensión de la Faja Orogénica Ouachita-Marathon en Chihuahua.

El Lineamiento Delicias-Mulato se establece aquí en base a criterios de estructura geológica observados en superficie, y la razón de la existencia de este lineamiento parece corresponder al límite meridional de la Cuenca de Chihuahua.

Aunque los pliegues que se exhiben en la región de Manuel Benavides presentan el radio de curvatura más pequeño de los que se han identificado, es quizá debido a la existencia del basamento correspondiente a la porción meridional del Cratón de Norte América en la zona de sutura Ouachita-Marathon con sedimentos tipo flysch deformados, y a la ausencia de horizontes

de evaporitas, los cuales se ha observado constituyen superficies lubricantes que facilitan el despegue entre las secuencias involucradas en la deformación.

TECTÓNICA

Considerando el carácter de sutura continental para el basamento subyacente a la región de Manuel Benavides, compuesto por sedimentos de margen continental tipo flysch intensamente deformados sobre los que se depositó una facies marina transgresiva cretácica dentro de una cuenca subsidente que se acuñó hacia el oriente y engrosó hacia el occidente (Gries and Haenggi, 1970), se infiere, para explicar los gruesos espesores de la secuencia depositados en un lecho cuya profundidad dentro de la zona fótica, permitía la existencia de organismos bentónicos, que la subsidencia de la cuenca tuvo su origen en el desarrollo de una estructura de distensión continental (rift) semejante a la que actualmente podemos observar en el Mar de Cortés (Golfo de California), y que migró gradualmente del suroriente hacia el noroccidente separando a la faja orogénica Ouachita, así como a la margen sudoccidental del cratón de norteamérica.

Previo al basculamiento producido por la distensión continental (rift), la colisión de la porción noroccidental de Gondwana con Laurentia, clausurando la cuenca oceánica entre ambos bloques de corteza continental (Carpenter, 1997), propició la subducción de corteza oceánica hacia ambos márgenes, con el consecuente vulcanismo desde fines del Paleozoico, prolongándose durante el Triásico y parte del Jurásico (De Cserna, 1968; Franco-Rubio, 1999; Bartolini, 1996).

Los empujes tangenciales derivados de la subducción de corteza oceánica y aplicados a la base de la corteza cratonal, también provocaron la obducción de los sedimentos tipo flysch sobre la margen Laurentiana desarrollando la faja orogénica Ouachita-Marathon, que muy probablemente tuvo grandes elevaciones semejantes a las cordilleras que hoy vemos en el planeta.

PALEOGEOGRAFÍA

La región de Manuel Benavides es particularmente importante en el desciframiento general de la paleogeografía meridional de la Placa de Norte America, zona que se ha mantenido obliterada por la falta de información geológica suficiente que permita esclarecer con certidumbre dichas relaciones.

El afloramiento de sedimentos precretácicos deformados tipo flysch equivalentes a la Fm Tesnus del Carbonífero, ubica a esta región dentro de la cadena montañosa Ouachita construída a raíz de la colisión Laurentia-Gondwana que acrecionó el bloque Coahuila (Haenggi, 2001; Dickinson and Lawton, 2001) a esta parte de la placa norteamericana. La prolongación de la Cordillera Ouachita hasta la región de la Sierra de Aldama, incluyendo Placer de Guadalupe, se apoya en la similitud de afloramientos con sedimentos depositados en margen continental tipo flysch pertenecientes a la mélangé de Formación Rara, la cual tiene embebidos fragmentos proterozoicos de anfibolitas y pegmatitas (Mauger, et al., 1983), bloques de caliza de estratos gruesos con fusulínidos (Ramírez y Acevedo, 1957), y escamas de basalto (probablemente ofiolitas), además de presentar secciones con estratos delgados de arenisca, limolita y caliza con anquimetamorfismo, en contacto con secciones de estratos delgados con metamorfismo regional transformados en pizarras, filitas y esquistos.

La acreción del Superterreno Guerrero durante el Jurásico al occidente completa el cuerpo de corteza continental que caracteriza esta porción de la Placa Norteamericana (Dickinson and Lawton, 2001; Campa and Coney, 19).

El desarrollo de la cuenca de sedimentación transgresiva (Rueda-Gaxiola, et al., 1999), que alberga a las unidades del jurásico y cretácico y originada por el proceso de distensión continental, emigra de sur a norte (Figura 9), dando cuerpo a las formaciones que constituyen a la Sierra Madre Oriental (Franco-Rubio, 1999).

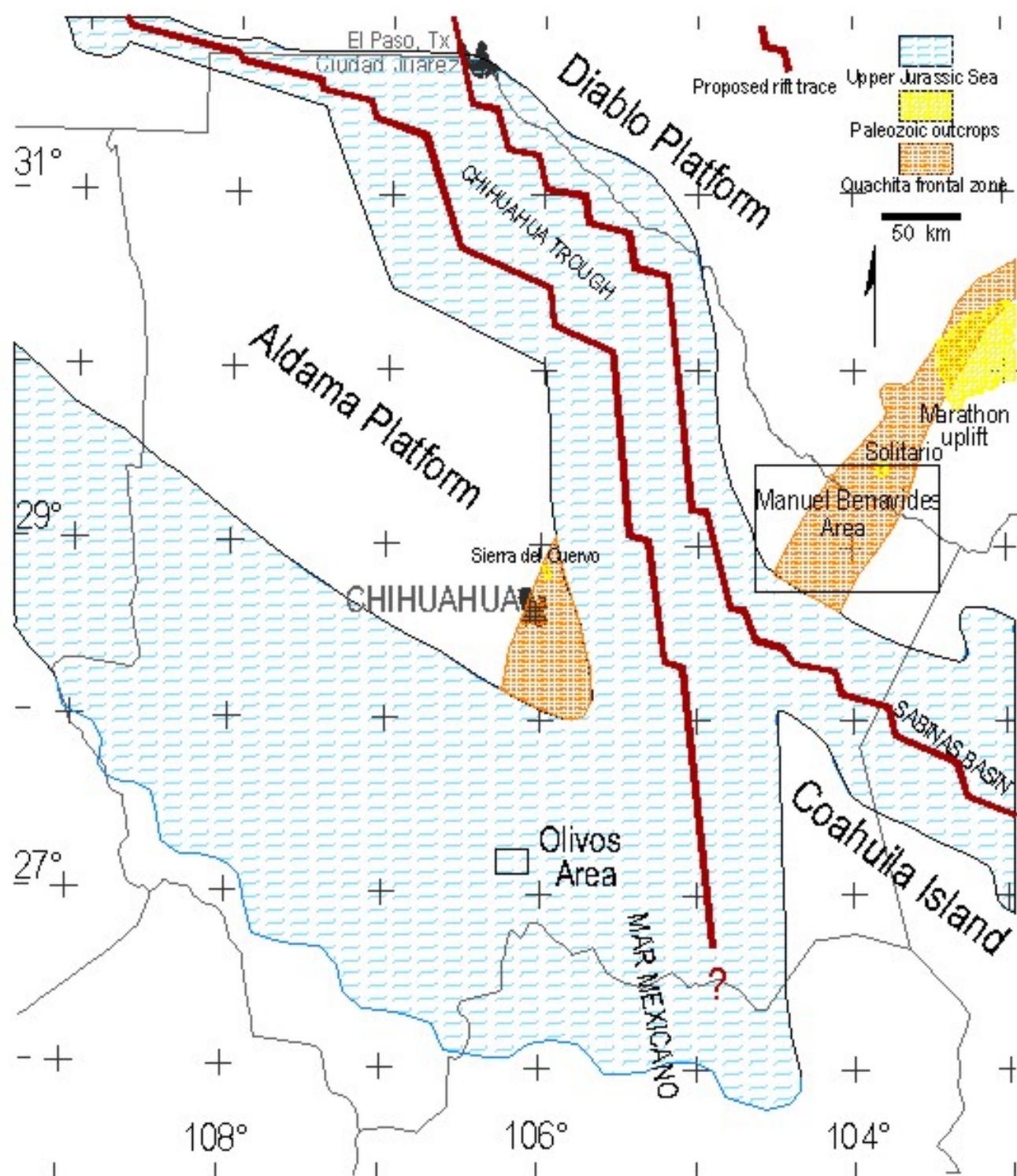


Figura 9.- Paleogeografía de la región de Manuel Benavides durante el Jurásico tardío

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Adkins, W.S., 1933, The Mesozoic systems in Texas: in Sellards, Adkins, and Plummer eds., The Geology of Texas, Univ. Texas Bull. 3232, p. 239-518.
- Bartolini, C., and Marsaglia, K.M., 1996, Mesozoic intra-arc volcanic-sedimentary sequences (Nazas Formation) in northern Durango, Mexico: in Clark, K.F., and Hoffer, J.M., eds., A geological traverse through parts of northwestern Mexico, Guidebook for the 1996 Field Conference; El Paso Geological Society Publication 24, p. 111-118.
- Bose, Emil, and Cavins, O.A., 1927, The Cretaceous and Tertiary of Southern Texas and Northern Mexico: Univ. Texas Bull. 2748, p. 7-142.
- Burrows, R.H., 1910, Geology of northern Mexico: Sociedad Geológica Mexicana, Bol. V. 7, pt. 1, p. 85-103
- Cabrera, F., Narvaez, G., Chavez, J.M., Hernandez, R., Alcantara, J. Y Gomez, F., 1984, Exploracion carbonifera en la Cuenca de Ojinaga, Chihuahua: Sociedad Geologica Mexicana, Boletin 45 No. 3, pp 41-61
- Carpenter, D.L., 1997, Tectonic history of the metamorphic basement rocks of the Sierra del Carmen, Coahuila, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 109, no. 10, p. 1321-1332.
- Consejo de Recursos Minerales, 1996, Carta geológico-minera de la Hoja Los Álamos, clave H13-D63, escala 1:50,000: Secretaría de Comercio y Fomento Industrial, con resumen.
- Chacón, Roberto, 1972, Geology of the San Carlos Dome, Manuel Benavides, Chihuahua, Mexico: Master thesis, Department of Geology, The University of Texas at El Paso, 74 p.
- Chuchla, R.J., 1981, Reconnaissance geology of the Sierra Rica area, Chihuahua, Mexico: Master thesis, Department of Geology, University of Texas at Austin, 200 p.
- De Cserna, Zoltan, Rincón-Orta, César, Solorio-Munguía, José y Schmitter-Villada, Eduardo, 1968, Una edad radiométrica pérmica temprana de la región de Placer de Guadalupe, noreste de Chihuahua: Bol. Soc. Geol. Mexicana, v. 31, n. 1, p. 65-73.
- Del-Arenal, Rodolfo, 1964, Estudio geológico para la localización de yacimientos de carbón en el área Ojinaga-San Carlos, Estado de Chihuahua, México: Asoc. Mexicana de Geólogos Petroleros, Bol. V. XVI, p 121-142
- Diaz-Velarde, Gustavo, 1968, Geología del área de Monte Bustillos, municipio de Ojinaga, Estado de Chihuahua: Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM, Inédita, 92 p.

- Dickinson, W.R. and Lawton, T.F., 2001, Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 113, no. 9, p. 1142-1160.
- Franco-Rubio, Miguel, 1978, Estratigrafía del Albiano-Cenomaniano en la región de Naica, Chihuahua: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista, vol. 2, num. 2, pp 132-149.
- Franco-Rubio, Miguel, 1983, Geological map of the Manuel Benavides area, Chihuahua, Mexico: in Geology and Mineral Resources of North-Central Chihuahua; Guidebook for the 1983 Field Conference, El Paso Geological Society, Publication No. 15, pp. 247-248.
- Franco-Rubio, Miguel, 1999, Geology of the basement below the decollement surface, Sierra de Catorce, San Luis Potosí, Mexico, in Bartolini C., Wilson, J.L., and Lawton, T.F., eds., Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico: Boulder, Colorado, Geol. Soc. América, Special Paper 340, p. 211-227.
- Gregory, J.L., 1981, Volcanic stratigraphy and K-Ar ages of the Manuel Benavides area, northeastern Chihuahua, Mexico, and correlations with the Trans-Pecos Texas volcanic province: Master thesis, Department of Geology of The University of Texas at Austin, 79 p.
- Gries, J.C. and Haenggi, W.T., 1970, Structural evolution of the eastern Chihuahua Tectonic Belt: in Seeawald and Sundeen editors Ronald K. Deford Symposium of The Geologic Framework of the Chihuahua Tectonic Belt, The West Texas Geological Society and The University of Texas at Austin, p. 119-138
- Gundesron Richard, Cameron Kenneth and Cameron Maryellen, 1986, Mid-Cenozoic high-K calc-alkalic and alkalic volcanism in eastern Chihuahua, Mexico: Geology and geochemistry of the Benavides-Pozos area: Geological Society of America Bulletin, v. 97, p. 737-753.
- Hennings, P.H., 1991, Structural studies of the Chihuahua tectonic belt: PhD Dissertation, The University of Texas at Austin, 118 p.
- Hernández, C.A., 1977, Informe final del Prospecto Delicias: Petroleos Mexicanos, NE-M 1506, Inedito.
- Hills, E.S., 1975, Elements of Structural Geology: Chapman and Hall LTD & Science Paperbacks, 502 p.
- Hill, R.T., 1891, The Comanche series of the Texas-Arkansas region (with discussion by C.A. White and others): Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 2, p. 503-528.
- Hill, R.T. and Vaughn, T.W., 1898, Geology of the Edwards Plateau and Rio Grande Plain adjacent to Austin and San Antonio, Texas,

with reference to the occurrence of underground waters: U.S. Geol. Survey 18th Ann. Rept., pt.2, p. 193-321.

Humphrey, W.E., 1949, Geology of the Sierra de los Muertos area (with descriptions of Aptian Cephalopods from the La Peña Formation): G.S.A. Bull. 60, p. 889-1076

Immitt, J.P., 1981, Skarn and epithermal vein mineralization in the San Carlos Caldera region, northeastern Chihuahua, Mexico: Master thesis, Department of Geology of The University of Texas at Austin, 110 p.

Imlay, R.W., 1936, Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico. Geology of the western part of the Sierra de Parras (Part IV): Geol. Soc. America Bull. 47, p. 1091-1152

Imlay, R.W., 1937, Geology of the middle part of the Sierra de Parras, Coahuila, Mexico: Geol. Soc. America Bull. 48, p. 587-630

INEGI, 1995, Modelo sombreado tridimensional escala 1 : 250,000 para el Estado de Chihuahua: Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática.

INEGI, 1996, Espaciomapa Estatal Chihuahua, escala 1: 1,250,000: Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática.

James, E.W. and Henry, C.D., 1993, Southeastern extent of the North American craton in Texas and northern Chihuahua as revealed by Pb isotopes: Geological Society of America Bull., v. 105, p. 116-126.

Longoria, J.F., 1975, Estratigrafía de la Serie Comancheana del Noreste de México: Bol. Soc. Geol. Mexicana XXXVI, p. 31-59.

Mauger, R.L., McDowell, F.W. and Blount, J.G., 1983, Grenville-age Precambrian rocks of the Los Filtros area, near Aldama, Chihuahua, Mexico: in Geology and Mineral Resources of North-Central Chihuahua; Guidebook for the 1983 Field Conference, El Paso Geological Society, Publication No. 15, p. 247-248.

Maxwell, R.A., Lonsdale, J.T., Hazzard, R.T. and Wilson, J.A., 1967, Geology of Big Bend National Park, Brewster County, Texas: The University of Texas, Publication No. 6711, 320 p.

Ortega-G, Fernando, y Guerrero-G, José, The Geologic Regions of Mexico: in Palmer, A.R. editor, Perspectives in Regional Geological Synthesis, Planning for The Geology of North America, D-NAG Publication 1, Geol. Soc. of America, pp. 99-104.

Paal Exploraciones, 1980; Geología de las Hojas La Madera y Manuel Benavides, Municipio de Manuel Benavides, Chihuahua, México: Informe Inédito, Superintendencia de Exploración Chihuahua, Petróleos Mexicanos.

- Quintero-Legorreta, Odranoel y Aranda-García, Mario, 1985, Relaciones estructurales entre el Anticlinorio de Parras y el Anticlinorio de Arteaga (Sierra Madre Oriental), en la región de Agua Nueva, Coahuila: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista, vol. 6, núm. 1, p. 21-36.
- Ramírez-M, J.C. y Acevedo-C, Francisco, 1957, Notas sobre la geología de Chihuahua: Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, V. IX, Ns. 9 y 10, 583 p.
- Ross, C.A., 1986, Paleozoic evolution of southern margin of Permian basin: Geological Society of America Bull., v. 97, p. 536-554.
- Rueda-Gaxiola, J, Lopez-Ocampo, E, Dueñas, M.A., Rodríguez, J.L., and Torres-Rivero, A., 1999, The palynostratigraphical method: Basis For defining stratigraphy and age of the Los San Pedros Allogroup, Huizachal-Peregrina anticlinorium, 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 America Special Paper 340, pp. 229-269.
- Sedlock, RL, Ortega-Gutiérrez, F., and Speed, RC (1993). Tectono-stratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico. Geological Society of América Spec. Paper
- Tarango-Ontiveros, Guillermo, 1993, III Excursión Geológica al Mesozoico de Chihuahua: Soc. Geol. Mexicana (Delegación Chihuahua), Libreto Guía, 115 p.
- Tauxe, Lisa, 1999, Paleomagnetism:
- Udden, J.A., Baker, C.L. and Bose, Emil, 1916, Review of the geology of Texas: The University of Texas, Bulletin 44, 164 p.
- Vaughan, T.W., 1900, Reconnaissance in the Rio Grande coal fields of Texas: U.S. Geol. Survey Bull. 164, pp. 1-88.
- Vivar, G., 1925, Informe preliminar sobre el estudio geológico petrolero de la región de Ojinaga, Estado de Chihuahua: D. Exploraciones y Estudios Geológicos, Folletos de Divulgación, núm. 16, p. 3-12.
- Wolleben, J.A., 1965, Nomenclatura litoestratigráfica de las unidades del Cretácico Superior en el oeste de Texas y el noreste de Chihuahua: Sociedad Geológica Mexicana, Bol. V. 28, no. 2, p. 65-74
- Wolleben, J.A., 1966, Biostratigraphy of the Ojinaga and San Carlos Formations of West Texas and Northeastern Chihuahua: a Dissertation Ph D, The University of Texas at Austin, 63 p.

APÉNDICE H

GEOLOGÍA DE LA REGIÓN DE VALLE DE OLIVOS, CHIHUAHUA

The Olivos Olistostrome: Remnant of a Late Permian Oceanic Basin along the Southwestern Margin of Laurentia, Chihuahua, Mexico

MIGUEL FRANCO-RUBIO,

Facultad de Ingenieria, Universidad Autonoma de Chihuahua, Apdo. Postal 1528, C, Chihuahua, Chihuahua, Mexico and Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geofisica, UNAM, Coyoacan 04510 Mexico, D.F., Mexico

OSCAR COMADURAN-AHUMADA,

Gerencia de Exploracion Chihuahua, Servicios Industriales Penoles, S.C., Ave. Industrias y Pino, Chihuahua, Chihuahua, Mexico

LUIS M. ALVA-VALDIVIA,¹ J. URRUTIA-FUCUGAUCHI,

Laboratorio de Paleomagnetismo y Geofisica Nuclear, Instituto de Geofisica, Universidad Nacional Autonoma de Mexico, Coyoacan 04510 Mexico, D.F., Mexico

AND ROBERTO S. MOLINA GARZA

Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autonoma de Mexico, Campus Juriquilla, Queretaro, 76230 Mexico

Abstract

We report on the finding of an olistostrome containing Late Permian basalts (257 ± 7 K-Ar, whole-rock) with MORB affinity embedded within deep-water Jurassic sediments (Upper Bajocian–Middle Callovian) in south-central Chihuahua, northern Mexico, at the southwestern margin of the North American craton (Laurentia). The largest Paleozoic outcrops in northern Mexico occur in the Chihuahua, Caborca, and Cortez terranes; the Los Olivos area is a small outlier with no discernible relation with either of those outcrops. Study of the Sierra de Olivos, in south-central Chihuahua, offers key elements to decipher the Late Paleozoic and Mesozoic evolution of the southern North American craton. Elements of oceanic crust in the olistostrome of Los Olivos are massive and pillowed basalts. Their chemistry shows that they are K-poor ($K_2O \sim 0.1\%$) and TiO_2 rich ($\sim 0.8\%$); they are extremely depleted in elements such as Rb, Sr, and Zr, and trace-element compositions place them in the N-MORB and IAT fields of tectonic discrimination diagrams. The basalts, together with associated granitic tectonic blocks exhibiting a well-developed mylonitic texture, lie at the southern margin of Laurentia, and south of the inferred trace of the Mojave-Sonora megashear. They also lie along one of the inferred traces of the Ouachita suture. The Permian basaltic slabs were tectonically emplaced within the Middle Jurassic sedimentary sequence, but we infer that they were deposited as gravity slides. Their contacts with less competent rocks were reactivated, facilitating tectonic displacement during the Hidalgoan orogeny. The deep-marine Middle Jurassic sequence is informally assigned to the Pelayo Formation, which is covered by deep-water Cretaceous sedimentary facies of the Mezcalera Formation and by Tertiary volcanic rocks of the Sierra Madre Occidental magmatic arc. If the radiometric age determination of the oceanic basalts correctly dates the emplacement of these lavas, our study provides evidence on the existence of a Late Paleozoic–Mesozoic oceanic plate, subducted collision of either Gondwanic or Pacific elements with Laurentia, or during accretion of the Guerrero terrane (e.g., the Mezcalera plate). Characteristics of the markedly epiclastic Middle Jurassic units that host the olistostrome supports the assumption of an active margin setting for Jurassic deposition at the southern extreme of the Laurentia craton.

Introduction

PANGEA paleoreconstructions for the Gulf of Mexico and the central Atlantic Ocean result in a significant overlap of Mexico, Central America, and South

America, implying relative motion and different paleopositions for most of Mexico and nuclear Central America (Bullard et al., 1965; Pindell, 1985; Urrutia-Fucugauchi, 1984). In Mexico, studies of the basement and major tectonic features have identified several terranes with distinct tectono-

¹Corresponding author; email: lalva@geofisica.unam.mx



FIG. 1. Location of the study area.

stratigraphic records (Campa and Coney, 1983; Sedlock et al., 1993). Tectonic relationships and evolution of the terranes are not yet fully understood, despite advances in the past decades with new outcrops identified and more geochronological and paleomagnetic data available (e.g., Ballard et al., 1989; Sedlock et al., 1993; Urrutia-Fucugauchi et al., 1987; Keppie and Ortega, 1995; Ruiz et al., 1999; Stewart et al., 1999). This is partly due to the scarcity of Precambrian and Paleozoic basement and Paleozoic sedimentary cover exposures. In northern Mexico, the largest Paleozoic outcrops occur in the Chihuahua, Caborca, and Cortez terranes. The basement rocks of the Caborca and Chihuahua terranes are part of the North American craton, whereas the Cortez terrane belongs to the paleo-Pacific oceanic margin. Upper Paleozoic rocks of volcanic-arc affinity occur in the Coahuila block (Las Delicias Arc), east of the study area. Lower to Upper Paleozoic strata of the passive

margin of Laurentia occur in the Plomosas uplift, northeast of the study area.

Geological investigation of the Sierra de Olivos offers key elements to decipher the Late Paleozoic through Jurassic evolution of the southern North American craton. Valle de Olivos is located at the meridional sector of the state of Chihuahua, 155 km from the city of Chihuahua in northern Mexico (Fig. 1). According to Raisz (1959) the study area is located in the Sierra Madre Occidental province; the most important mountain ranges in the study area are Sierra de Olivos, Sierra La Cuchilla, and Sierra San Ignacio (Fig. 2). Previous investigations in the area were limited to ore prospecting reports such as those by Penoles Group (O. Comaduran-Ahumada, per. commun., 1999). Those studies proposed that some of the mineral deposits in this part of Chihuahua could be interpreted as sedimentary, and related to submarine volcanism (Comaduran-Ahumada and Melchor, 1996). Thus far, the most comprehensive published geological work related to

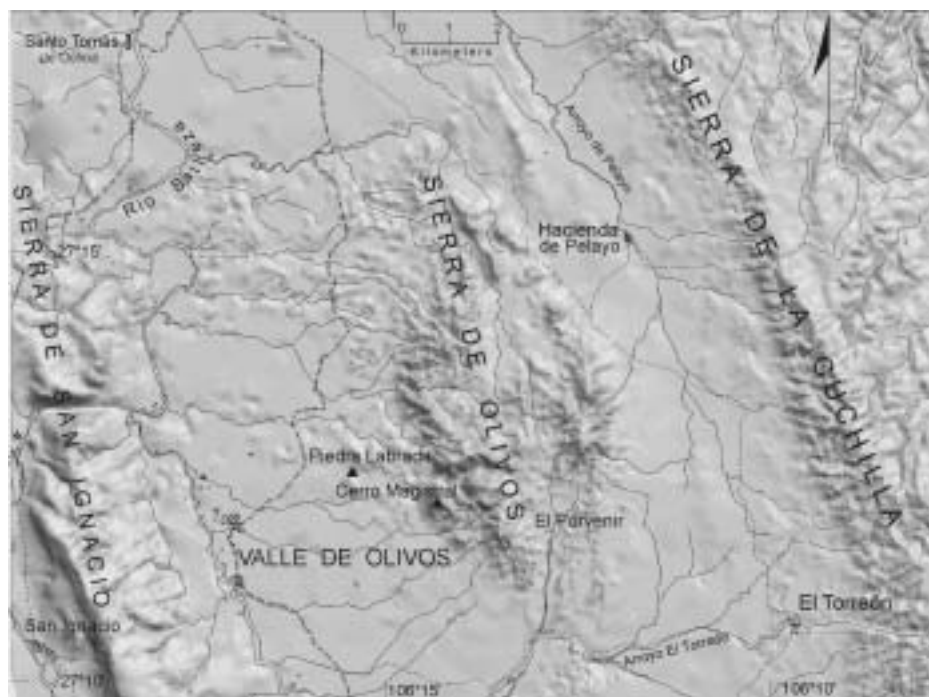


FIG. 2. Valle de Olivos area, showing the Sierra de San Ignacio range to the west, Sierra de Olivos range at the center, and Sierra de la Cuchilla range to the east. Tilting ranges attended generation of the Gulf of California aulacogen.

the Valle de Olivos region is that of Consejo de Recursos Minerales (COREMI, 2000), particularly the work included in the Carta Geológico-Minera Huejotitán. Considering that this region is of little economic interest due to the nonexistence of gas, oil, metallic ore, and industrial mineral deposits, and with a small population, its geology has been relatively little studied.

Here we report on the existence of Middle Jurassic flysch-type deposits, containing large blocks of both oceanic crust (fragments of Permian age basalt flows and pillow lavas) and mylonitic tectonic blocks of granitoids of unknown age. These rocks occur in the Valle de Olivos area covered by the Cretaceous Mezcalera Formation, the only marine unit described in the literature (COREMI, 2000; Araujo-Mendieta and Arenas-Partica, 1986; Fig. 3).

Regional Geology

Because of its position on the eastern part of the Sierra Madre Occidental Province, the Sierra de Olivos is surrounded by and partly covered by the Tertiary volcanic arc sequence. Underlying these

volcanic units, thick Cretaceous sedimentary deposits are exposed mainly in the northern and eastern part of the study area. The Cretaceous sequence is composed predominantly of thin-bedded calcareous rocks, and shows intense deformation characterized by tight isoclinal folds with axial planes (NW-SE strike) showing vergence to the east. Under the Cretaceous sequence, and below a regional detachment structure, dominantly epiclastic sedimentary rocks contain megablocks of basalt with pillow structures and mylonitized granitic tectonic blocks of unknown age.

Stratigraphy

In the study area, several sedimentary units with ages ranging from Middle Jurassic to Recent, are described as follows.

Pelayo Formation

This is the oldest sedimentary unit exposed in the study area (Figs. 3 and 4; see also Figs. 12 and 14). The name Pelayo Formation (Jpe) is used informally; it corresponds to a fossil locality (Arroyo Pelayo) that established the biostratigraphic age of

SYSTEM	SERIES	STAGE	TEXAS	CHIHUAHUA TROUGH 1	SABINAS BASIN 2	MAR MEXICANO 3	VALLE DE OLIVOS 4
Neogene	HOLOCENE						
	PLISTOCENE						
	PLOCCENE						
	MIOCENE						
	OLOCOCENE						
Paleogene	EOCENE						
	PALEOCENE						
CRETACEOUS	DULFMAN	Maestrichthian	Neuromo Taylor	PICACHO	ESCONDIDO CUBOS	?	
		Campianian		SAN CARLOS	SAN MIGUEL		
		Santonian	Austin	QUINAGA	UPRON		
		Coniacian			AUSTIN		
		Turonian	Eagle Ford		Eagle Ford		
	COMANCHEAN	Cenomanian	Woodbine-Gladys	CALIZA AURORA	ELIDA	MEZCALERA	?
		Albian	Friedensburg		ELIDA		
		Aprian	Tinty	CUCHILLO	LA PEÑA		
		Barremian	Psamat		LA VIRGEN		
	COMANULAN	Hauterivian	Sligo	LAS VIGAS	LA MULLA		MEZCALERA
					PADILLA		
		Valanginian	Houston	NAVARRETE	BARREL VIEJO		
		Berriasian			MECHACA		
JURASSIC	SABINAS	Tithonian	Cotton Valley	EWAPORTES	LA CASITA	LA CASITA	PELAYO
		Kimmeridgian	Backner	LA CASITA			
		Oxfordian	Smackover		LA GLORIA / CUERO	EQ. LA GLORIA	
			Naphlat				
		Callovian					?
		Bathonian	Louann Werner				
		Bajocian					
TRIASSIC	UPPER	Rhaetian					
		Notian					
		Camian					
Permian			Hanco Group				
Permian			Integrata Group				
Mississippian			Halmia fm				
Mississippian			Riochito fm				
Mississippian			Las cruces fm				
Devonian			Piedra Blanca				
Devonian			Casatillo fm				
Silurian			Fossiliferous dol.				
Ordovician			Montoya group				
Ordovician			El paso group				
Cambrian-Ordovician			Giles sandstone				

FIG. 3. Stratigraphic correlation table. References: 1 = Haenggi and Muehlberger, 2005; DeFord and Haenggi, 1970; 2 = Santamaría-O et al., 1991; 3 = Araujo-Mendieta and Arenas-Partida, 1986; 4 = present study.

this unit. This is the first report of a marine formation of Jurassic age in the region. Due to structural complexity, it was not possible to measure the actual thickness of this sedimentary sequence. We estimate a minimum thickness of 200 m. Its base is buried and the contact with the overlying unit, the Mezcalera Formation, is shown as a detachment structure. Within this sequence are several tectonically embedded blocks of basalt flows with pillow

structures typical of igneous material erupted under water. Also granitic bodies with mylonitic textures occur. The basalt and granitoid blocks are interpreted as parts of an olistostrome.

The Pelayo Formation is made up of an epiclastic marine section of argillaceous siltstones, sandstones, and minor conglomerates, with laminar to thin stratification in most parts. The sporadic occurrence of micritic thin strata of limestones with

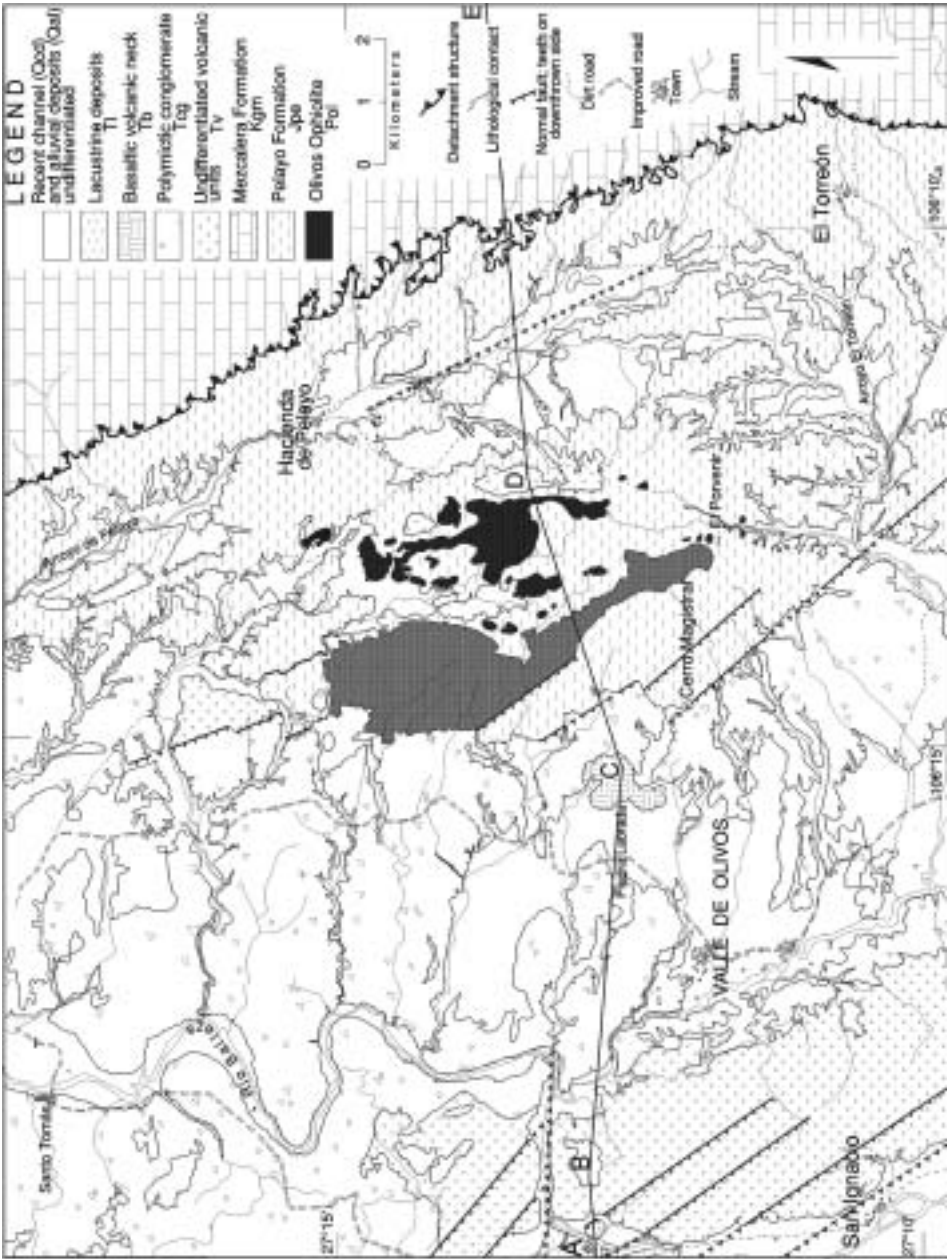


FIG. 4. Geologic map of the Valle de Olivos region (modified from COREMI, 2000).

scarce planktonic microfossils (calcsiferulids?) suggests deposition in deep water above the calcium carbonate compensation depth. Transmitted light microscopy shows that the epiclasts consist of quartz and feldspar set in a green matrix reflecting the abundance of chlorite. Other clay types and calcium carbonate with gravel-size intraclasts also are present. The clasts and intraclasts are mostly feldspar crystals, scarce ferromagnesian minerals, biogenic remains, and quartz; feldspar is dominant.

XRF analyses of major elements of three samples from this unit (1007–1009) are presented in Table 1. Corroborating petrographic modal compositions, CIPW norms indicate feldspar and quartz as the main constituents. Most of the Pelayo Formation is considered as a hemipelagic deposit, with textures ranging from clay to silty and sandy clay, despite turbidites occurring interdigitated within the sequence. It is composed mainly of fine terrigenous quartz and feldspar, which is consistent with rock chemistry.

Along Arroyo de Pelayo, in the vicinity of the Hacienda de Pelayo (Figs. 2 and 4), we found ammonites contained in a concretion inside a calcareous-slaty limolite horizon in vertical position. Ammonites were grouped in five species, but only three were identified. R. Scott (pers. commun., 2006) described preliminary assessment of the three ammonites as follows: "The three genera tentatively identified are *Epistrenoceras* (Upper Bajocian–Upper Bathonian), *Eurycephalites* (Lower Callovian), and *Reineckeia* (Middle Callovian). Now, if these three fossils are present together in the same concretion and have not been transported, which does not appear to be the case, then either ranges need adjusting or identifications need adjusting. Because of the incomplete preservation, the unequivocal identification of these specimens may not be possible." This paleontological identification allows assigning a Middle Jurassic age to this sequence.

Thus the primary stratification and lithological characteristics, with very scarce calcareous horizons, of this sequence are interpreted to reflect deposition presumably in a fore-arc region of an active continental margin. The scarcity of carbonate shows a depth of water close to the compensation level of carbonates, and sediments that were transported by density currents (forming turbiditic flysch-type deposits) and by gravity flows that carried the basalt and granitoid blocks interpreted as part of an olistostrome.

At least two compressional-tangential events have affected this sedimentary unit in approximately the same direction. Dynamic metamorphism is common, especially in the contiguous areas to the basalt blocks. Because of this, a slaty texture in the pelitic facies is ubiquitous; this is interpreted as evidence that the blocks were tectonically emplaced in the sedimentary sequence. Where this facies is found attached to the ophiolite, its metamorphic texture changes from phillite to schist.

Mezcalera Formation

The sedimentary unit located at the top of Sierra La Cuchilla, along the eastern portion of the study area (Figs. 2 and 4; see also Figs. 12, 13, and 14), is assigned to the Cretaceous Mezcalera Formation (Kgm). The type-locality is at the Arroyo La Mezcalera in the Valle de Zaragoza district with a section 1860 m thick (Tarango-Ontiveros, 1993; Araujo-Mendieta and Arenas-Partida, 1986; FYSPSA, 1979), 25 km east of the Los Olivos region.

The Mezcalera Formation is represented by a rhythmic sequence of, greenish grey to light grey argillaceous limestones, calcareous lutites, and fine-grained sandstones in thin- to medium-bedded strata. These latter rocks contain index planktonic microfossils that indicate an age that ranges from Hauterivian to Santonian (Tarango-Ontiveros, 1993). Similar to the underlying unit, complex structure makes it difficult to determine the actual thickness in the study area. The contact with the Pelayo Formation is marked by contrasting facies and independent styles of deformation above and below the contact zone. The contact is tectonic, showing brecciated material in some places (Fig. 5). The top of the Mezcalera Formation has been eroded and is covered discordantly by Tertiary volcanic units. This relation is observed to the north and southeast, outside of the Olivos area (COREMI, 2000).

Tertiary volcanic sequence

We identified several extrusive units (Tv) of acidic to intermediate composition. The interpreted emplacement mechanism agrees with the models proposed by Smith (1960). Between the igneous units, intraformational conglomerates separate distinct volcanic pulses. However, the thickness of the volcanic units is relatively small, probably due to a large distance to the volcanic source or to erosion. In some places, erosion resulted in the complete removal of the units of intermediate

TABLE 1. Un-recalculated Whole-Rock Chemistry of Igneous and Sedimentary Units from the Valle de Olivos Area, wt%¹

Sample: Rock or magma type ² :	1000 N-Type MORB	1001 WPA	1002 Rhyolite	1004 N-Type MORB	1005 N-Type MORB	1006 N-Type MORB	1007 Sub-gray wacke	1008 Gray wacke	1009 Gray wacke	1010 Tonalite	1011 Grano diorite	1012 Tonalite	1013 Tonalite	1014 Rhyo dacite	1015 Rhyolite	1016 Rhyo dacite	1017 Dacite	1018 Rhyo dacite	1019 Quartz latite
%	50.87	43.38	69.61	58.62	49.77	47.62	70.66	54.59	56.59	74.72	70.11	73.51	73.84	69.09	75.39	68.24	67.81	70.70	63.36
TiO ₂	%	0.78	2.15	1.04	0.87	0.79	0.44	0.37	0.41	0.23	0.72	0.18	0.20	0.40	0.13	0.33	0.55	0.27	0.47
Al ₂ O ₃	%	15.56	14.93	11.97	11.73	16.83	11.37	13.30	16.04	11.48	12.98	10.54	11.56	14.19	11.04	12.82	15.04	12.99	19.01
FeOT ³	%	13.02	11.12	2.88	11.04	13.43	12.80	7.05	7.23	12.44	4.48	2.86	4.19	2.43	1.69	1.50	2.81	1.53	0.50
MnO	%	0.18	0.18	0.03	0.17	0.19	0.18	0.07	0.12	0.10	0.03	0.09	0.06	0.10	0.06	0.05	0.04	0.08	0.01
MgO	%	3.07	6.52	0.28	3.10	4.32	3.81	0.41	8.32	4.11	1.08	1.25	0.58	0.49	-0.02	0.28	0.20	0.23	0.55
CaO	%	8.72	10.66	0.64	4.38	7.35	10.33	0.90	5.77	0.17	0.24	0.90	1.61	0.35	1.54	0.12	3.57	1.69	0.97
Na ₂ O	%	2.78	3.58	3.39	3.15	3.34	2.12	5.45	3.24	3.65	3.73	5.05	5.40	2.72	2.85	3.01	4.09	4.13	4.67
K ₂ O	%	0.07	1.32	5.15	0.31	0.12	0.09	0.80	0.23	1.03	2.76	0.18	0.20	4.56	6.17	5.17	4.04	3.60	7.24
P ₂ O ₅	%	0.05	0.72	0.03	0.09	0.06	0.05	0.10	0.04	0.06	0.02	0.14	0.05	0.04	0.05	0.06	0.17	0.09	0.04
LOI	%	4.02	4.59	4.73	5.10	3.99	1.53	5.34	4.14	1.28	2.47	3.69	2.48	3.26	1.57	4.27	2.62	4.13	1.99
TOTAL	%	99.12	99.15	98.87	98.73	99.13	98.78	98.55	98.74	98.51	99.46	98.98	98.94	98.79	99.05	99.29	99.05	98.81	98.81
Rb	ppm	10	44	184	10	8	20	8	22	10	60	4	10	126	210	200	130	154	270
Sr	ppm	20	1015	10	40	38	14	60	34	42	52	40	36	140	12	104	222	102	180
Nb	ppm	2	106	30	2	-2	6	2	4	6	20	2	2	8	28	14	16	14	22
Zr	ppm	30	321	456	45	33	108	30	93	234	339	177	135	198	435	267	255	189	390
Y	ppm	16	22	68	22	16	34	16	16	50	54	74	68	30	72	38	42	40	40
Quartz (Q)	WN	5.60	0.00	29.09	20.33	0.48	1.90	31.47	7.32	17.37	34.07	39.33	39.65	32.51	35.52	26.25	25.06	31.66	5.89
Anorthite (An)	WN	31.27	21.96	2.37	18.08	28.23	38.14	3.91	22.60	0.50	1.11	5.84	1.52	7.66	0.00	6.48	7.51	4.90	4.70
Acmite (Ac)	WN	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.52	0.00	0.00	0.00
Diopside (Di)	WN	11.81	23.83	0.70	3.76	8.12	13.22	0.00	6.33	0.00	0.00	1.82	0.00	0.00	0.30	3.59	0.00	0.00	0.00
Hyperssthene (Hy)	WN	22.32	0.00	3.25	23.22	28.56	23.38	7.73	30.82	30.80	6.37	5.19	5.72	3.25	1.83	0.00	2.58	1.90	1.42
Albite (Ab)	WN	24.71	12.61	30.46	28.43	29.70	18.95	47.30	32.58	44.59	32.49	44.76	47.30	24.03	22.98	26.82	35.88	36.89	40.79
Orthoclase (Or)	WN	0.41	8.21	32.27	1.95	0.77	0.53	4.85	1.48	6.44	16.78	1.12	1.24	28.19	37.41	32.15	24.76	22.46	44.20
Wollastonite (Wb)	WN	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.13	0.00	0.00	0.00
Olivine (Ol)	WN	0.00	14.93	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Nepheline (Ne)	WN	0.00	10.50	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Apatite (Ap)	WN	0.12	1.76	0.07	0.23	0.14	0.12	0.23	0.09	0.14	0.05	0.12	0.09	0.12	0.09	0.14	0.42	0.23	0.09
Ilmenite (Il)	WN	1.56	4.31	0.32	2.11	1.73	1.58	0.85	0.76	0.82	1.41	0.36	0.40	0.80	0.25	0.66	1.08	0.55	0.89
Corundum (C)	WN	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.14	0.00	9.23	2.19	2.61	0.00	1.99	2.20	0.00	0.00	1.32	0.63	1.88
Rutile (Ru)	WN	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Magnetite (Mt)	WN	2.20	1.90	1.48	1.90	2.28	3.49	1.25	2.12	2.09	2.23	1.45	2.10	1.23	0.08	0.77	1.41	0.78	0.00
Hematite (Hm)	WN	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11
Total	WN	100.00	100.01	100.00	100.01	100.00	99.99	99.98	100.00	100.01	99.99	100.00	100.01	99.99	99.97	100.00	100.01	100.00	99.99

¹Some immobile trace elements in ppm are displayed for discrimination diagrams. At the bottom, CIPW norms of the Olivos samples are presented. Analyses performed by Chemex Labs Ltd.²Volcanic type determined by using immobile trace element discrimination diagrams. N-Type MORB = oceanic basalt from normal mid-ocean ridge environment; WPA = alkali basalts from within-plate environments (Meschede, 1986)³FeOT = Total iron as FeO.



FIG. 5. Brecciated material at the contact between the Middle Jurassic Pelayo Formation and the overlying Cretaceous Mezcalera Formation is considered as a result of structural detachment. The big fragments belong to the Mezcalera Formation, which can be seen at the “Achicadero de Lucas” area near El Torreon Ranch.



FIG. 6. Basaltic pillows displaying ellipsoidal structure. On the left, the concavity of a pillow matches the convexity of another. These pillows represent one of the best outcrops located along the Arroyo La Mina, 3 km north of Cerro Magistral.

composition. COREMI (2000) provided an Oligocene age for the volcanic sequence in Valle de Olivos by correlation with dated units in other localities of the region. We note, however, that Eocene volcanism is also widespread in areas of central and southern Chihuahua, and thus an Eocene age cannot be discounted.

Seven samples from these volcanic units were analyzed for major and immobile trace elements (Samples 1002, 1014–1019; Table 1), for a volcanic rock classification. Dacite, rhyodacite, and rhyolite are the main rock type identified (Figs. 6 and 7A). The acidic volcanic rocks of the Valle de Olivos area fall within the calc-alkaline field (Fig. 7B). This is

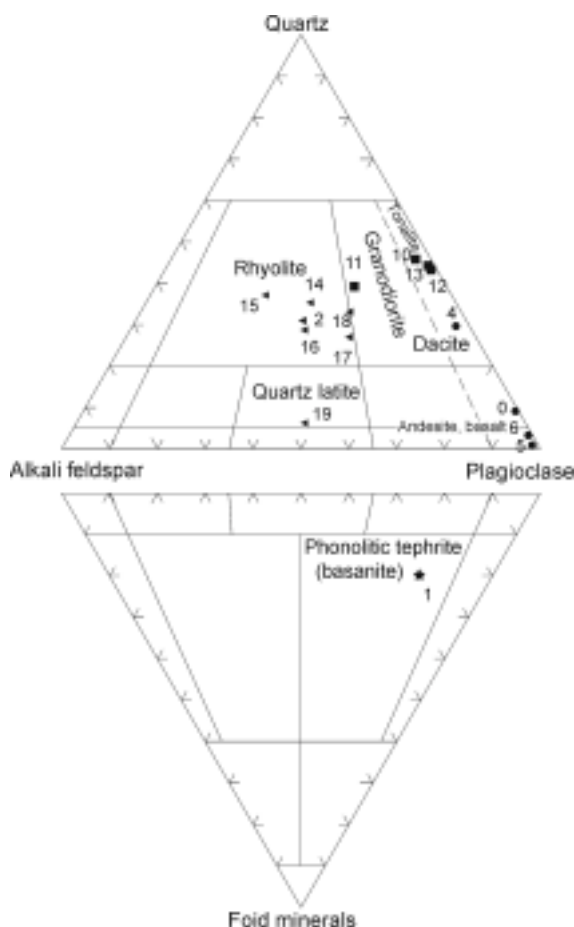


FIG. 7. Streckeisen's classification of igneous rocks. Phaneritic and aphanitic names together. Solid circles represent basaltic pillows, solid triangles Tertiary volcanic units; the solid star represents the 7.58 Ma basanite cinder cone; solid quadrangles indicate granitic tectonic blocks of unknown age associated with the Los Olivos ophiolite.

consistent with analyses of Eocene and Oligocene rocks both in Sierra Madre Occidental and central Chihuahua (McDowell and Clabaugh, 1979; Megaw, 1979).

On the western side of the Sierra de Olivos, an outcrop was identified as Piedra Labrada. This feature corresponds to a basaltic volcanic neck (Figs. 2 and 4), a relict cinder cone located over the trace of a normal fault. COREMI (2000) suggested a Late Miocene age (7.58 Ma) for columnar basalts from the Valle de Olivos area, which are correlated with other units of similar composition in the region, such as those of the Camargo volcanic field (Royo-Ochoa, et al., 2004). Using the compositional

diagrams of Figures 6 and 8, the Late Miocene basalt is classified as a nephelinitic basanite.

Tertiary clastic sequence

Overlying the Tertiary volcanic sequence, and resting on erosional discordance, there is a thin section of epiclastic massive strata (Tcg) formed mostly by volcanic derived-material from older volcanic units (Figs. 4 and 12). Clasts of Jurassic and Cretaceous calcareous sequences are also present. Conglomerates are medium to well consolidated, light brown, forming a polymictic conglomerate. The age of this deposit is probably Oligocene–Miocene.

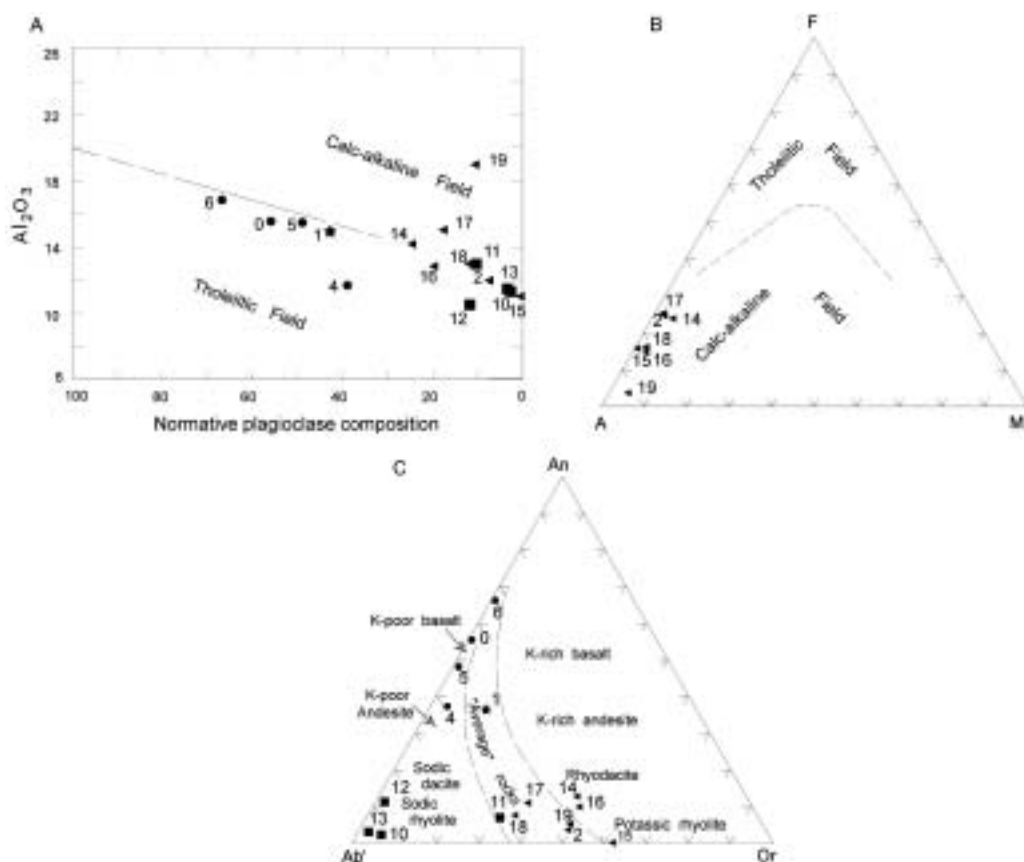


FIG. 8. Two- and three-component diagrams from Irvine and Baragar (1971), where 12 samples from the Valle de Olivos region, through the use of the CIPW norm and graphical plots, can be distinguished and named according to compositional fields. A. Plot of wt% Al_2O_3 versus normative plagioclase composition locates basaltic samples on the tholeiitic field. B. A-F-M ternary diagram for Tertiary volcanic units. C. An-Ab'-Or ternary diagram showing the K-poor area where the basaltic samples fall, whereas all others are considered as high K content. Plots in % cation equivalents.

On the western side of the study area (Fig. 4), white to light grey, nearly horizontal, thin- to medium-bedded calcareous and epiclastic strata (TI) are exposed. The strata were deposited in lacustrine basins formed as a result of block tilting. There is no evidence for their age, although block tilting may be related to regional Neogene extension associated with the opening of the Gulf of California or to Basin and Range tectonics (Henry and Aranda-Gómez, 1992).

Quaternary epiclastic sequence

Weakly to moderately consolidated Quaternary sediments derived from all underlying units are

present in the region (Qal); they fill low-lying areas, forming piedmonts and alluvial fans. Sediments from the oldest eroded units, represented by unconsolidated sediments in river beds (Qcd), are considered as Holocene-age units.

Olivos Olistostrome

COREMI (2000) described a "sequence of Triassic-Jurassic schists tectonically underlain under thrust fault by pillow lavas and andesitic flows with sandstone, shale and limestone strata, intensely foliated of Neocomian age." The term Olivos olistostrome (Pol) is used here to designate oceanic

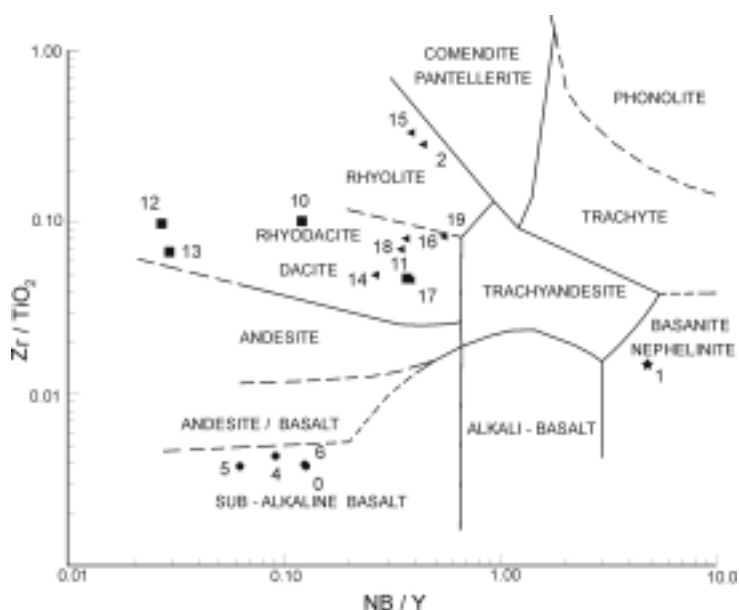


FIG. 9. Binary diagram after Winchester and Floyd (1977) for geochemical discrimination of different magma series, emphasizing types of mid-ocean ridge basalts using immobile elements. Solid circles represent the ophiolite samples; solid triangles Tertiary volcanic units. The solid star indicates the 7.58 Ma basanite cinder cone.

crust bodies that were emplaced as tectonic blocks in the Middle Jurassic sedimentary sequence of Sierra de Olivos, which we name the Pelayo Formation (Figs. 4 and 12).

On the west side of Sierra de Olivos (Figs. 2 and 4) several blocks associated with the olistostrome crop out. The largest block is a basalt slab with approximately 0.6 km² of surficial exposure and several minor blocks that together comprise about 0.244 km² (Fig. 4). All those blocks are intensely fractured and weathered. Primary structures in the megablocks can be perceived on unweathered rock from stream outcrops. Massive basalt lava flows make up almost entirely the Olivos olistostrome. On the other hand, basaltic pillow lavas (Fig. 9), dikes, monolithic breccias, and clastic sedimentary beds (turbidites) are recognized in a few widely separated outcrops. Siliceous rocks previously described by COREMI (2000) containing radiolarians, diatoms, or some other cherty precipitates were not found in our field mapping.

On the southern portion of Sierra de Olivos range along the El Porvenir Ranch area (Figs. 2 and 4), several tectonic blocks of granitoids associated with the olistostrome crop out. From Streckeisen's classification of igneous rocks (Fig. 6), the samples are

high-silica granites (samples 1010–1013; Table 1). The granites are relatively rich in Na (~5%), and according to the ASI versus SiO₂ diagram (Chappell and White, 1974), most fall in the S-type granite field (see Fig. 11). In thin section under cross-polarized light, they reveal a well-developed mylonitic texture, where most grains exhibit undulatory optical extinction, mainly in quartz crystals.

Radiometric K-Ar dating of pillow lava coming from the main body of the Olivos oceanic basalts yields a date of 251 ± 7 My (Geochron-Labs, 1999; sample R-12524), corresponding to the Late Permian. The material analyzed was whole-rock, using -80 ± 200 mesh, treated with dilute HF and HNO₃.

Rock Chemistry

Table 1 shows XRF analyses of major elements expressed in weight percent, CIPW norms, and ICP analyses of immobile trace elements in ppm for 19 samples from the Valle de Olivos area. Analyses were performed at Chemex Labs Ltd.

Nineteen representative rock samples from Valle de Olivos were analyzed. Sample 1001 comes from the Miocene Piedra Labrada volcanic neck (Figs. 2 and 4). Samples 1000, 1004–1006 belong to the

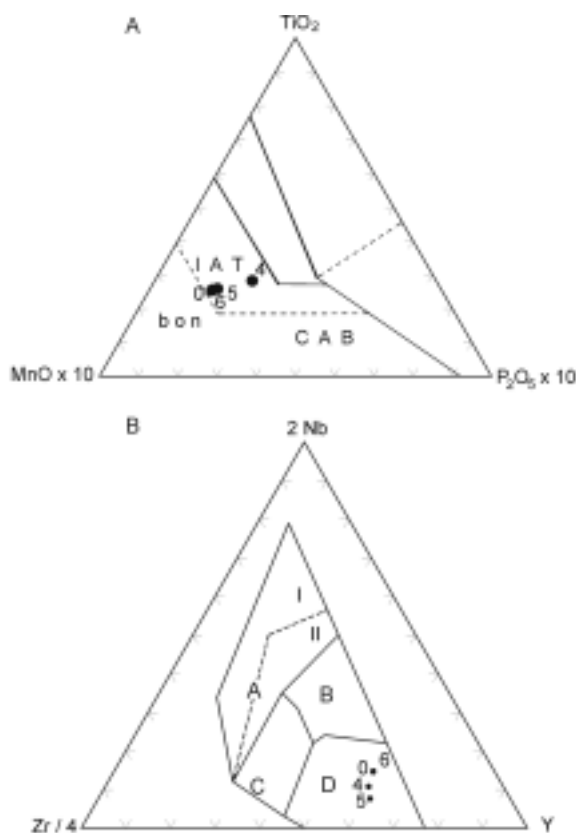


FIG. 10. A. Ternary minor-element discrimination diagram after Mullen (1983). B. Ternary diagram after Meschede (1986). Within-plate alkali basalts (WPA) = AI, AII; within-plate tholeiites (WPT) = AII, C; plume-type MORB = B; normal-type MORB = D; volcanic-arc basalts (VAB) = C, D.

Olivos pillowed basalts. Samples 1007–1009 are typical of the epiclastic Jurassic Pelayo Formation. Four samples (1010–1013) were taken from the El Porvenir Ranch area to characterize the granitic tectonic blocks in these outcrops. A suite of seven samples (1002, 1014–1019) represents rock units from the Tertiary acid volcanic sequence.

In Streckeisen's igneous rock classification (Fig. 6), phaneritic and aphanitic units are not separated. Samples from all tectonic blocks ascribed to the Olivos olistostrome are K-poor except for sample 1011, which falls at the center of the ternary diagram.

Al_2O_3 shows the most prominent chemical difference between the calc-alkali and tholeiitic series (Irvine and Baragar, 1971). The Al_2O_3 normative plagioclase composition diagram (Fig. 8A) indicates that all basaltic units are tholeiitic. Figure 7B con-

siders only the Tertiary volcanic units, which are grouped into the calc-alkaline field. On the ternary diagram (Fig. 7C), basaltic rocks are clearly concentrated into the K-poor area, whereas their counterpart acidic igneous rocks fall predominantly in the Ab'-Or region. Based on standard feldspar composition, a division into K-poor, K-average, and K-rich types is made using the An-Ab'-Or ternary diagram (Irvine and Baragar, 1971). Samples from the basalt slabs and granitic tectonic blocks show a markedly K-poor affinity, with the exception of sample 1011 which is positioned near the K-poor and K-average boundary. Sample 1001 falls within basanite-nephelinite field due to the olivine and nepheline contents, whereas acid igneous rocks classify into dacite-rhyodacite-rhyolite fields (Figs. 6 and 7C; Table 1).

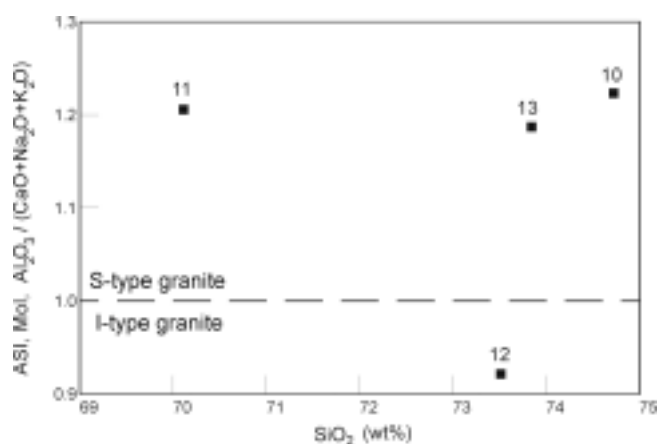


FIG. 11. ASI versus SiO₂ diagram of granitoid tectonic blocks from the El Porvenir area.

Major and immobile trace-element analyses were carried out on four samples of the Olivos basalt blocks (1000, 1004, 1005, and 1006; Table 1). One of the samples highly enriched in SiO₂ (1004, ~58% SiO₂) may not be representative. The rocks exhibit some alteration, as evidenced by high LOI values (~4%). According to the proposed classification suggested by Irvine and Baragar (1971), sampled units are subalkaline to tholeiitic k-poor basalts, with low Zr/TiO₂ and low Nb/Y ratios near 0.1 (Table 1, Fig. 8). The pillow basalt samples are extremely depleted in elements such as Zr, Sr, Rb, and Nb, showing a mantle-depleted signature. We plotted the immobile trace elements in a variety of tectonic discrimination diagrams. For the metamorphosed or extensively altered rocks, a binary chemical diagram for discriminating different volcanic rock types and magma series considering immobile minor and trace elements (Ti, Zr, Y, and Nb) proved to be more reliable than methods that utilize major elements for rock-type classification (Winchester and Floyd, 1977). Both the Nb/Y ratio and the Zr/TiO₂ ratio are indices of alkalinity, and only the Zr/TiO₂ ratio is considered as a differentiation index. Figure 8 exhibits a clear separation of the ophiolite group samples from other samples. In the diagram of Mullen (1983) (Fig. 10A), they fall in the field of island-arc tholeiites, whereas in the diagram of Meschede (1986) (Fig. 10B), they fall in the field of N-type MORB. The highly depleted compositions, together with the presence of pillow lavas, support

an origin directly related to oceanic basalt volcanism in an N-type mid-ocean ridge environment.

Application of the Nb-Zr-Y diagram for the Olivos ophiolite suite identifies these basalts as emplaced in a normal mid-ocean ridge environment. This is indicated by depletion of Nb content and relative enrichment.

Granitoids from El Porvenir tectonic blocks (Fig. 4) are characterized as S-type granite (Samples 1010, 1011, and 1013; Fig. 11), based on its whole-rock major-element chemistry, with data plotting near the I-type to S-type ASI line. Sample 1012 falls into the I type due to its relatively high CaO and low Al₂O₃ contents.

Structural Geology

Normal faults

Normal faulting affects all units in the Los Olivos area. Tertiary extension occurs from the Pacific margin to the U.S.-Mexico border, and from the surface to the brittle-ductile transition zone in the crust. This regional extensional regime results in volcanism that in places coincides with dikes coming directly from the asthenosphere (Moore and Twiss, 1995). The extensional tectonic and volcanic activity has been associated with the Gulf of California opening, suggesting that normal faults remain active while the separation continued (Henry and Aranda-Gómez, 1992). In the study area, the presence of normal faults is evident along blocks tilted

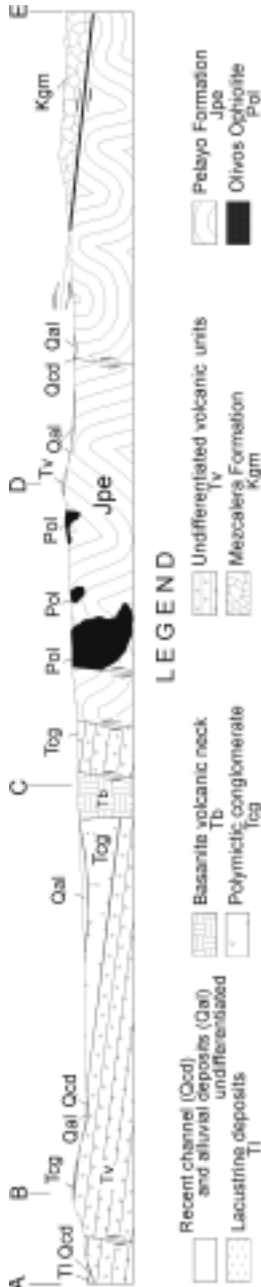


FIG. 12. Structural section along the A-B-C-D-E line, as indicated on Figure 4.

and forming the ranges of Sierra San Ignacio, Sierra de Olivos, and Sierra La Cuchilla (Figs. 2 and 4).

Reverse faulting

Low-angle reverse faulting affects the Cretaceous sedimentary sequence more than the older rocks. This is also observed in the Jurassic sedimentary sequence. The contact between the Pelayo and Mezcalera formations is considered as low-angle reverse faulting and is defined as a detachment structure (Figs. 4 and 12).

Hidalgoan deformation

We consider that Hidalgoan deformation is produced by tangential compression affecting only the Jurassic and Cretaceous sedimentary sequences. The anticlines and synclines in the Jurassic sequence are characterized by larger wavelengths than those developed in the Cretaceous sequence, where tight isoclinal folds are common with vergence to the east (Fig. 13).

Vertical uplift

This type of deformation typified by domal structures is defined in our study area by broad folds formed by vertical uplift, high-angle faults, and block-faulted terranes. The region of the Olivosolistostrome is also affected by vertical uplift, triggering the erosion of the Cretaceous sequences, exposing outcrops of the Jurassic sequence, over which the Tertiary volcanic units were deposited. Evidence of hydrothermal alteration of the Pelayo Formation through almost the entire Sierra de Olivos suggests the presence of a Tertiary intrusive body at depth formed by repeated magmatic pulses. This intrusive is responsible for the uplift as well as silicification and local hydrothermal mineralization.

Discussion and Conclusions

The stratigraphy of the Valle de Olivos study area is summarized in Figure 14. Our interpretation of fragments of the Late Permian Olivosolistostrome oceanic crust within Jurassic sediments (Upper Bajocian–Middle Callovian) reflects the existence of the Mezcalera oceanic plate. The Mezcalera plate was subducted during collision of the Guerrero superterrane with Laurentia. Characteristics of the Middle Jurassic markedly epiclastic units that host the Olivos oceanic basalts support the assumption of an active margin setting for the sedimentary deposition along the southwestern margin of the North American craton.



FIG. 13. Kink folds in the Cretaceous Mezcalera Formation, located in the Sierra La Cuchilla range.

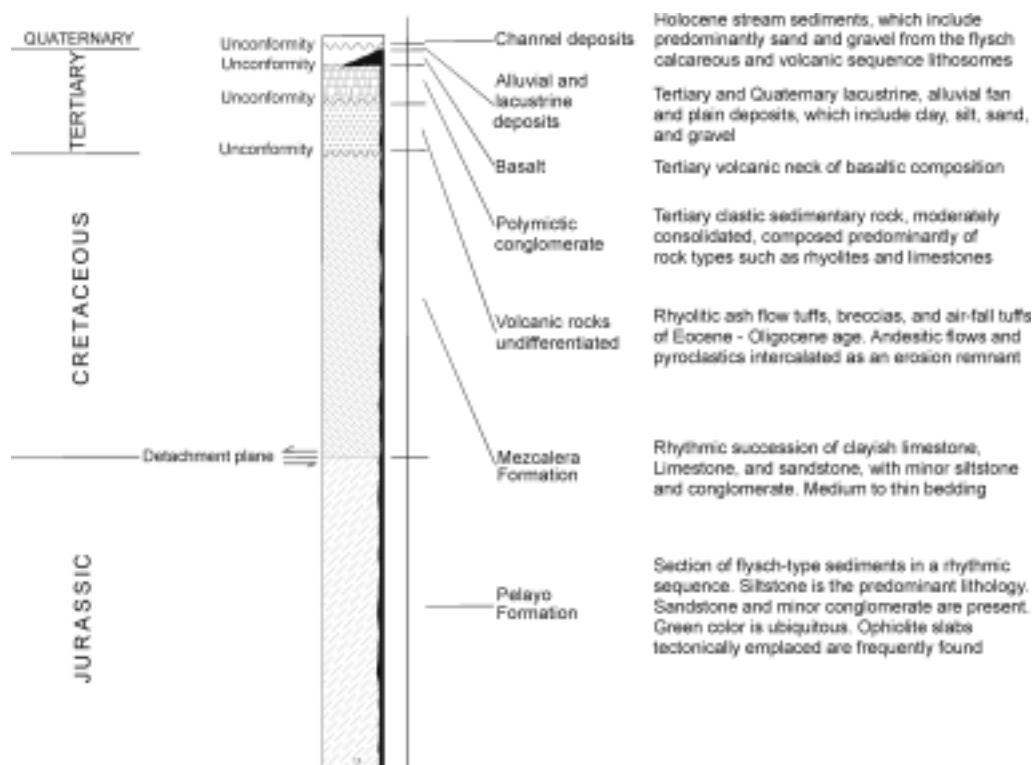


FIG. 14. Stratigraphy of the Valle de Olivos region.

Collision between Gondwana and Laurentia during the Early to Late Permian resulted in closure of the Ouachita–Marathon Basin, generating the Ouachita suture zone. Continental extension is represented by the East Mexican arc identified to the east of the study area (Bartolini et al., 1999; Torres et al., 1999), which resulted from the Mezcalera subduction. Later, during the Late Triassic–Middle Jurassic, and also contemporaneous with the intra-

continental extension that dismembered Pangea, and following truncation of the Laurentia craton margin along the California–Coahuila transform fault, the Mezcalera plate was subducted under Laurentia, forming the Middle Mesozoic magmatic arc, as shown in Figure 15 (Dickinson and Lawton, 2001).

As a consequence of this process, slabs of the Mezcalera oceanic crust were obducted and supplied to the continental margin sediments deposited

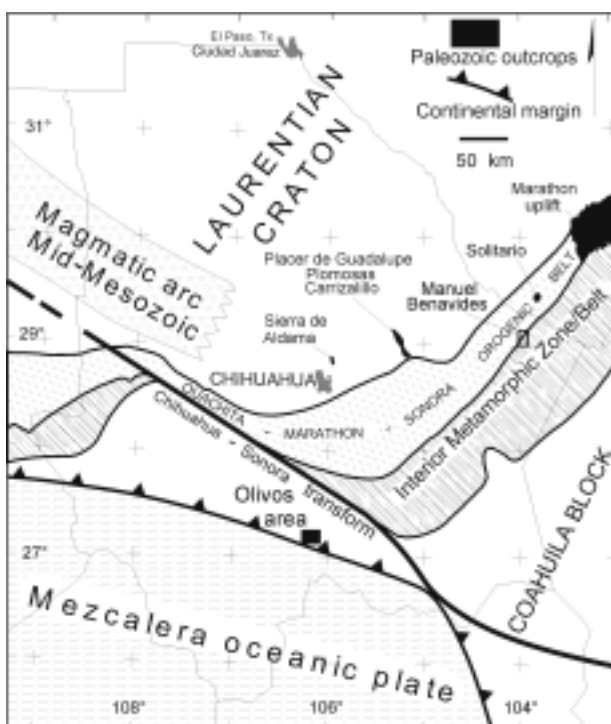


FIG. 15. Paleogeography suggested for the Late Triassic–Middle Jurassic geotectonic reconstruction of Mexico (redrawn from Dickinson and Lawton, 2001 and Poole et al., 2005).

during the Bajocian–Callovian. These units are deformed, contorted, and exposed in the mélange of the Sierra de Olivos region.

The term Mezcalera comes from an unpublished report of Petroleos Mexicanos (Araujo-Mendieta and Arenas-Partida, 1986) to designate a sequence of deformed turbidites in the vicinity of Valle de Zaragoza, Chihuahua. Dickinson and Lawton (2001) used the term because they interpreted the Mezcalera Formation as the record of collision of the Guerrero terrane with the mainland, representing a pro-foreland basin related to collision (T. Lawton, pers. commun., 2004). According to Lawton, supporting data for the Mezcalera plate hypothesis rest on two main lines: (a) Small outcrops of primarily Lower Cretaceous chert and greenstone were assigned to the Arperos basin by Freydier et al. (1997). Dickinson and Lawton (2001) proposed that these outcrops lie between the Guerrero arc terrane and mainland Mexico, and interpreted the rocks as remnants of the subducted Mezcalera plate. (b) Widespread Triassic–Jurassic arc magmatism took

place in the southwestern part of the United States, extending into Sonora, and connecting with the Nazas volcanic rocks in central Mexico, as described by Grajales-Nishimura et al. (1992).

An alternative interpretation, which is also supported by the presence of granitoids in the olistostrome, is that the oceanic basalts formed part of an unnamed oceanic plate that bordered western equatorial Pangea. The basalts were emplaced tectonically against a Pacific margin continental arc, represented by the Las Delicias arc (McKee et al., 1988) and late Paleozoic magmatism in eastern Mexico (Torres et al., 1999), in post-Triassic time. Both the granites and basalts were later emplaced as gravity slide deposits in the Jurassic basin represented by the Pelayo Formation.

Acknowledgments

We acknowledge technical-financial support provided by the staff of Departamento de Exploración Chihuahua de Servicios Industriales Petróles, S.A.

de C.V. We greatly appreciate the ammonite identification made by Dr. Claudio Bartolini and Dr. Robert Scott. We thank Jesús Velador, Rubén Manríques and Hugo Galván, for their interest and enthusiasm in different field seasons during their Ore Deposits Geology Course. Thanks go to Antonio Gonzalez-Rangel for his assistance in the Paleomagnetic Laboratory (UNAM). Finally, we thank Magdalena Maldonado Valenzuela for her help in proofreading this manuscript. LA acknowledges financial support from CONACyT Research Project 42682F.

REFERENCES

- Araujo-Mendieta, J., and Arenas-Partida, R., 1986, Estudio tectónico-sedimentario en el Mar Mexicano, Estados de Chihuahua y Durango: Sociedad Geologica Mexicana, v. XLVII, no. 2.
- Ballard, M., Van der Voo, R., and Urrutia Fucugauchi, J., 1989, Paleomagnetic results from Grenvillian-aged rocks from Oaxaca, Mexico: Evidence for a displaced terrane: *Precambrian Research*, v. 42, p. 343–352.
- Bartolini, C., Harold, L., and Stinnesbeck, W., 1999, Volcanic rock outcrops in Nuevo Leon, Tamaulipas and San Luis Potosi, Mexico: Remnants of the Permian–Early Triassic magmatic arc?, in Bartolini, C., Wilson, J. L., and Lawton, T. F., eds., *Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico*: Boulder, CO, Geological Society of America Special Paper 340.
- Bullard, E. C., Everett, J., and Smith, A. G., 1965, A symposium on continental drift: *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, v. 258-A, p. 41–51.
- 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.
- Chappell, B. W., and White, A. J. R., 1974, Two contrasting granite types: *Pacific Geology*, v. 8, p. 173–174.
- Comaduran-A, O., and Melchor, A., 1996, Proyecto Olivos, Municipio de Valle de Rosario, Chihuahua: Reporte geológico y geoquímica de arroyos: Chihuahua, Mexico, Informe inédito para Compañía Fresnillo, Gerencia de Exploración Chihuahua, Servicios Industriales Penoles, S. C.
- COREMI, 2000, Secretaría de Comercio y Fomento Industrial, Carta Geológico-Minera Huejotitán G13-A46, Chihuahua: Pachuca, Mexico, Consejo de Recursos Minerales.
- DeFord, R. K., and Haenggi, W. T., 1970, Stratigraphic nomenclature of Cretaceous rocks in northeastern Chihuahua, in Seewald, K., and Sundeen, D., eds., *The geologic framework of the Chihuahua tectonic belt*: Symposium: West Texas Geological Society and The University of Texas at Austin, p. 175–196.
- Dickinson, W. R., and Lawton, T. F., 2001, Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 113, p. 1142–1160.
- Freydier, C., Lapierre, H., Briquieu, L., Tardy, M., Coulon, C., and Martinez-Reyes, J., 1997, Volcaniclastic sequences with continental affinities within the Late Jurassic–Early Cretaceous Guerrero intra-oceanic arc terrane (western Mexico): *Journal of Geology*, v. 105, p. 483–502.
- FYSPSA, 1979, Estudio geológico del prospecto Lago Toronto, Estado de Chihuahua. Informe NE-M 1601: México, DF, Petroleos Mexicanos.
- Geochron Labs, 1999, Potassium-argon age determination; Report of analytical work. Cambridge, MA: Geochron Labs, R12524.
- Grajales-Nishimura, J. M., Terrell, D. J., and Damon, R. 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.
- Haenggi, W. T., and Muehlberger, W. R., 2005, Chihuahua trough—a Jurassic pull-apart basin, in *The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives*: Geological Society of America, Special Paper 393, p. 619–630.
- Henry, C. D., and Aranda Gomez, J. J., 1992, The real southern Basin and Range: Mid-to late Cenozoic extension in Mexico: *Geology*, v. 20, p. 701–704.
- Irvine, T. N., and Baragar, W. R. A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 8, p. 523–548.
- Keppie, J. D., and Ortega-Gutierrez, F., 1995, Provenance of Mexican terranes: Isotopic constraints: *International Geology Review*, v. 37, p. 813–824.
- McDowell, F. W., and Clabaugh, S. E., 1979, Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico: *Geological Society of America, Special Paper 180*, p. 113–124.
- 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.
- Megaw, P. K. M., 1979, Volcanic rocks of the Sierra Pastorias Caldera area, Chihuahua, Mexico: Unpubl. M.A. thesis, University of Texas at Austin, 161 p.
- Meschede, M., 1986, A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb–Zr–Y diagram: *Chemical Geology*, v. 56, p. 206–218.
- Moore, E. M., and Twiss, R. J., 1995, *Tectonics*: New York, NY, W.H. Freeman and Company, 415 p.
- Mullen, E. D., 1983, $\text{MnO} \cdot \text{TiO}_2 \cdot \text{P}_2\text{O}_5$: A minor element discrimination for basaltic rocks of oceanic environ-

- ments and its implications for petrogenesis: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 62, p. 53–62.
- Pindell, J. L., 1985, Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas, and proto-Caribbean: *Tectonics*, v. 4, p. 385–393.
- Poole, F. G., Perry, W. J., Jr., Madrid, R. J., and 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 *The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives*: Geological Society of America, Special Paper 393, p. 543–596.
- Raisz, E., 1959, *Landforms of Mexico*: Map scale 1:3,000,000; Cambridge, MA: Office of Naval Research, Geography Branch.
- Royo-Ochoa, M., Alva-Valdivia, L. M., Urrutia-Fucugauchi, J., Chavez-Aguirre, R., Goguitaichvili, A., Sol, J., and Rivas, M. L., 2004, Magnetic polarity stratigraphy and K-Ar dating in the Camargo volcanic field, northern Mexico: Lateral SW-NE migration of volcanic activity: *International Geology Review*, v. 46, p. 558–578.
- Ruiz, J., Tosdal, R. M., Restrepo, P. A., and Murillo, G., 1999, Pb isotope evidence for Colombia–southern Mexico connections in the Phanerozoic: *Geological Society of America, Special Paper 336*, p. 183–197.
- Santamaria-O, D., Ortuño-A, F., Adatte, Th., Ortiz-U, A., Riba-R, A., and Franco-N, S., 1991, *Evolución Geodinámica de la Cuenca de Sabinas y sus Implicaciones Petroleras*, Estado de Coahuila: Mexico, DF, Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección de Tecnología de Exploración, Gerencia de Investigación Aplicada a la Exploración, v. I, CAO-3508, 209 p.
- Sedlock, R. L., Ortega-Gutierrez, F., and Speed, R. C., 1993, Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico: *Geological Society of America, Special Paper 278*, 153 p.
- Smith, R. L., 1960, Zones and zonal variations in welded ash flows: *Shorter contributions to General Geology*: U.S. Geological Survey, Professional Paper 354-F, 140–159.
- Stewart, J. H., Blodgett, R. B., Boucot, A. J., Carter, J. L., and Lopez, R., 1999, Exotic Paleozoic strata of Gondwana provenience near Ciudad Victoria, Tamaulipas, Mexico: *Geological Society of America, Special Paper 336*, p. 227–252.
- Tarango-Ontiveros, G., 1993, III Excursión Geológica al Mesozoico de Chihuahua: *Sociedad Geologica Mexicana (Delegación Chihuahua), Libroto Guía*, 115 p.
- Torres, R., Ruiz, J., Patchett, P. J., and Grajales, J. M., 1999, Permo-Triassic continental arc in eastern Mexico: Tectonic implications for reconstructions 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 CO, Geological Society of America, Special Paper 340.
- Urrutia-Fucugauchi, J., 1984, On the tectonic evolution of Mexico: Paleomagnetic constraints, in *Plate reconstruction from Paleozoic paleomagnetism*: American Geophysical Union, Geodynamic Series, v. 12, p. 27–39.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Morán Zenteno, D. J., and Cabral Cano, E., 1987, Paleomagnetism and tectonics of Mexico: *Geofísica Internacional*, v. 26, p. 429–458.
- Winchester, J. A., and Floyd, P. A., 1977, Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements: *Chemical Geology*, v. 20, p. 325–343.