



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

Posgrado en Ciencias de la Tierra

Centro de Geociencias

**PALEOMAGNETISMO Y FÁBRICA MAGNÉTICA DEL GRANITO DE COMANJA, SIERRA DE  
GUANAJUATO, MECANISMOS DE EMPLAZAMIENTO E IMPLICACIONES TECTÓNICAS.**

**TESIS**

PARA OPTAR POR EL GRADO DE:  
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA  
Física de la Tierra Sólida

Presenta

Leidy Johana Ortiz Gómez

TUTOR

Dr. Roberto Stanley Molina Garza  
Centro de Geociencias, UNAM

MIEMBROS DEL COMITÉ

Dra. Cecilia Irene Caballero Miranda, Instituto de Geofísica UNAM

Dr. Gabriel Chávez Cabello, Facultad Ciencias de la Tierra UANL

Dr. Harald Norbert Böhnel, Centro de Geociencias UNAM

Dr. Raúl Miranda Avilés, Departamento de ingeniería de Mina, Metalurgia y Geología UGTO

Juriquilla, Santiago de Querétaro, noviembre de 2019.



Universidad Nacional  
Autónoma de México



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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

## **Declaración de ética académica**

“Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al alcance que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas de, o referencias a, la obra de otros autores aparecerá debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales”.

A handwritten signature in black ink that reads "Leidy Ortiz Gómez". The signature is written in a cursive style and is positioned above a horizontal line.

**Leidy Johana Ortiz Gómez**

## AGRADECIMIENTOS

Primero agradecer a Roberto Stanley Molina Garza quien tiene esa combinación perfecta entre tutor y amigo. Como tutor, gracias porque siempre estuvo disponible, a pesar de sus múltiples ocupaciones, aportando mucho a la tesis con sus ideas y conocimientos; y como persona por su apoyo y confianza, por transformar la “carga” de la maestría en México en una experiencia divertida acompañada de aprendizaje.

Quiero agradecer además al Consejo Nacional de Ciencias y Tecnología por el financiamiento de mi estadía para la elaboración de este proyecto. A la Universidad Nacional Autónoma de México, y al Centro de Geociencias por la oportunidad, y a cada uno de los profesores que me enseñaron temas diversos.

A quienes acompañaron el desarrollo de la tesis con sus saberes. A los sinodales que les tocará el tedioso trabajo de leer y aportar a la tesis. Al Dr. Harald Böhnell por ayudar y permitir el desarrollo de algunos experimentos, incluido Hecthor con sus medidas a baja temperatura. A Paola Botero y Paco Ruíz por las discusiones, y contribución de conocimientos y datos de la zona.

Agradezco al personal del Laboratorio de Paleomagnetismo del Instituto de Geofísica de la UNAM, en especial al Dr. Luis Alva y a Martín por su ayuda en la realización de curvas histéresis. A Juan Tomás Vázquez por su colaboración con la elaboración de láminas delgadas. A la Dra. Marina Vega por su apoyo con las imágenes del microscopio electrónico de barrido. Y a Don Marco por sus múltiples ayudas.

A mi familia que logra entenderme y apoyarme, no solo durante esta maestría sino a través de todos los años de estudio, a ellos y a mis amigos de Colombia gracias por los mensajes y llamadas, por aguantarme. Gracias a Mariana y a su familia por su generosidad y apoyo, aquí aplica la típica frase, sin ellos no habría sido posible.

A David por ser la expresión de la incondicionalidad, por su infinito apoyo y compañía. A los de siempre, Ana, Carlos y Rick por tantos chismes, risas y hasta discusiones noñas. A Gustavo y Brighith por su amistad. A los compañeros del lab; Angelica, Héctor y Erick, por todos los kilos que aumentamos juntos. Y a los compañeros del CGEO con quienes compartí fiestas, risas, partidos de fútbol y aprendizajes.

# ÍNDICE DE CONTENIDO

ÍNDICE DE FIGURAS.....	iii
ÍNDICE DE TABLAS .....	vi
RESUMEN .....	vii
<b>1. INTRODUCCIÓN .....</b>	<b>1</b>
<b>1.1 OBJETIVOS .....</b>	<b>2</b>
1.1.1 Objetivos específicos.....	3
<b>1.2 LOCALIZACIÓN .....</b>	<b>3</b>
<b>2. METODOLOGÍA .....</b>	<b>4</b>
<b>2.1 PALEOMAGNETISMO.....</b>	<b>4</b>
<b>2.2 MAGNETISMO DE ROCAS .....</b>	<b>6</b>
<b>2.3 FÁBRICA MAGNÉTICA.....</b>	<b>7</b>
<b>2.4 SEPARACIÓN DE FÁBRICA MAGNÉTICA .....</b>	<b>8</b>
<b>3. ANTECEDENTES Y MARCO GEOLÓGICO .....</b>	<b>12</b>
<b>3.1 SIERRA DE GUANAJUATO .....</b>	<b>12</b>
3.1.1 Complejo Volcanosedimentario Mesozoico .....	13
3.1.2 Rocas Cenozoicas.....	13
3.1.3 Geología estructural .....	16
<b>3.2 GRANITO DE COMANJA .....</b>	<b>18</b>
3.2.1 Antecedentes .....	18
3.2.2 Descripción de Campo, Granito de Comanja.....	19
<b>4. RESULTADOS.....</b>	<b>23</b>
<b>4.1 PALEOMAGNETISMO.....</b>	<b>23</b>
<b>4.2 MAGNETISMO DE ROCAS .....</b>	<b>28</b>
4.2.1 Magnetización remanente isotérmica (IRM).....	28
4.2.2 Histéresis .....	29
<b>4.3 ANISOTROPÍA DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA .....</b>	<b>32</b>
4.3.1 Parámetros escalares de AMS .....	32
4.3.2 Datos direccionales de AMS .....	32
<b>4.4 SEPARACIÓN DE FÁBRICA.....</b>	<b>39</b>
4.4.1 Susceptibilidad a baja temperatura .....	39

4.4.2 Cálculo teórico de la susceptibilidad paramagnética .....	41
4.4.3 Susceptibilidad bajo campos altos .....	41
4.4.4 Anisotropía de la remanencia .....	42
<b>4.5 MINERALOGÍA.....</b>	<b>45</b>
4.5.1 Petrografía.....	45
4.5.2 Microestructuras y mecanismos de deformación.....	46
4.5.3 Mineralogía magnética.....	47
<b>5. DISCUSIÓN .....</b>	<b>49</b>
<b>5.1 PALEOMAGNETISMO.....</b>	<b>49</b>
5.1.1 Implicaciones tectónicas y paleogeográficas.....	50
<b>5.2 FÁBRICA MAGNÉTICA.....</b>	<b>53</b>
5.2.1 Significado de la fábrica magnética en el Granito de Comanja .....	53
5.2.2 Significado de los parámetros de fábrica magnética.....	53
5.2.3 Significado de las orientaciones de la fábrica magnética .....	54
<b>5.3 CARACTERÍSTICAS Y MODELO DE EMPLAZAMIENTO .....</b>	<b>55</b>
5.3.1 Características del plutón .....	56
5.3.2 Mecanismo de intrusión.....	56
5.3.3 Significado de las orientaciones de los ejes de la fábrica .....	57
5.3.4 Modelo de emplazamiento e implicaciones tectónicas .....	63
<b>6. CONCLUSIONES .....</b>	<b>65</b>
<b>REFERENCIAS .....</b>	<b>66</b>
<b>ANEXOS.....</b>	<b>73</b>

## ÍNDICE DE FIGURAS

<b>Figura 1.</b> Localización del área de estudio. <b>a.</b> Mapa de relieve de México, en recuadro negro se indica el área de estudio. <b>b.</b> Imagen satelital con limitación esquemática de la Sierra de Guanajuato (blanco) y Granito de Comanja (rojo), se indican algunas carreteras y localidades. (Tomado de: NOAA).....	3
<b>Figura 2.</b> Mapa geológico simplificado del área de estudio con la localización de los sitios de muestreo a lo largo del Granito de Comanja (Modificado de: Martini et al., 2013, Botero-Santa et al., 2015, Ángeles-Moreno, 2018). ..	5
<b>Figura 3.</b> Curvas de histéresis con los parámetros indicados: saturación de remanencia ( $M_{rs}$ ), saturación de magnetización ( $M_s$ ), campo coercitivo ( $H_c$ ) y campo coercitivo de remanencia ( $H_{cr}$ ), susceptibilidad $k$ (tomado de Evans & Heller, 2003).....	6
<b>Figura 4.</b> Curvas del recíproco de la susceptibilidad en función de la temperatura. <b>a)</b> curvas idealizadas de acuerdo con el porcentaje de contribución ferromagnética removido. <b>b)</b> Ejemplo de variación de la susceptibilidad en función de la temperatura para una curva que tiene contribución ferromagnética y paramagnética. ....	9
<b>Figura 5.</b> Susceptibilidad a altos campos determinada sobre la magnetización de saturación ( $M_{sat}$ ) de los minerales ferrimagnéticos ( $K_{HF} = M/H$ susceptibilidad en volumen unidades SI).....	10
<b>Figura 6.</b> Proyecciones esféricas de las direcciones de magnetización usados para ARM. Consiste en direcciones antipodales, puntos rojos (azules) son proyecciones en el hemisferio inferior (superior). ....	11
<b>Figura 7. a.</b> Localización de la Sierra de Guanajuato en la provincia fisiográfica Mesa Central (MC), limitada al norte y oriente por la Sierra Madre Oriental (SMOr), hacia el occidente por la Sierra Madre Occidental (SMOc) y al sur por la Franja Volcánica Transmexicana (FVTM). (modificado de: Nieto-Samaniego et al., 2005). <b>b.</b> Sierra de Guanajuato y sus límites fisiográficos (tomado y modificado de: NOAA). ....	12
<b>Figura 8.</b> Mapa simplificado de la Sierra de Guanajuato y alrededores. Mapa basado en cartografía de: Botero-Santa, 2011; Ángeles-Moreno, 2018. Datos estructurales del Complejo volcanosedimentario del Mesozoico: Botero-Santa, 2011; Martini et al., 2013, datos estructurales del Conglomerado Duarte: Miranda-Avilés et al., 2016. 14	14
<b>Figura 9.</b> Imágenes de campo del Granito de Comanja, ver descripción en el texto. <b>a.</b> Contacto con la roca caja. <b>b.</b> Afloramiento con dos direcciones preferenciales de familias de diaclasas. <b>c.</b> Acercamiento al granito, fenocristales principalmente de feldespatos potásicos. <b>d.</b> Contacto entre facies microcristalina y facies fanerítica. <b>e.</b> Acercamiento de foto ( <b>d</b> ). Chilled margin entre las dos facies del granito. Sitios con coordenadas geográficas latitud N y longitud W.....	21
<b>Figura 10.</b> Imágenes de campo del Granito de Comanja, ver descripción en el texto <b>a.</b> Afloramiento con presencia de diques en diferentes direcciones y vetas de turmalina. <b>b.</b> Lineación aparente medida en campo, dirección del eje largo de fenocristales. <b>c.</b> Autolitos con poca deformación. <b>d.</b> Bandeamientos de minerales máficos. <b>e.</b> Schlieren. Sitios con coordenadas geográficas latitud N y longitud W. ....	22
<b>Figura 11.</b> Diagramas de desmagnetización ortogonal para sitios seleccionados y evolución de la intensidad de la remanencia normalizado con $M_{max}$ , desmagnetización AF. <b>a, b.</b> Muestras con valores bajos de NRM, comportamiento errático. <b>c.</b> Comportamiento univectorial, de baja coercitividad. <b>d-f.</b> Multivectorial, ChRM: declinación hacia el NW, inclinación positiva moderada. <b>g.</b> ChRM Declinación SW, inclinación negativa. <b>h.</b> Valores de NRM altos, ChRM declinación NW. <b>i.</b> Valores de NRM altos, la dirección de ChRM es diferente respecto a los otros sitios. Azul corresponde a proyección horizontal y verde proyección vertical. ....	25
<b>Figura 12.</b> Proyección de igual área de las direcciones medias de los sitios aceptados, las elipses corresponden a las proyecciones de los conos $\alpha_{95}$ sobre cada media. El círculo de mayor tamaño corresponde a la media total con su intervalo de confianza sombreado. La estrella indica la dirección esperada según el polo de referencia Torsvik et al. (2012). Los círculos negros corresponden a proyecciones en el hemisferio inferior. ....	27

<b>Figura 13.</b> Curvas de IRM normalizadas para sitios seleccionados, las muestras tienen comportamientos similares y se saturan aproximadamente entre 300 y 400 mT.....	28
<b>Figura 14.</b> Muestras representativas del análisis de componentes (Kruiver et al., 2001). Diagrama de Magnetización remanente (IRM), diagrama de adquisición lineal (LAP) y diagrama de adquisición de gradiente (GAP) indicando cada uno de los componentes modelados, cuadrados representan los datos obtenidos. ....	29
<b>Figura 15.</b> Curvas de ciclos de histéresis de muestras representativas con los radios de los parámetros, ( $M_{rs}$ ) saturación de remanencia, ( $M_s$ ) saturación de magnetización, campo coercitivo ( $H_c$ ), campo coercitivo de remanencia ( $H_{cr}$ ). Las gráficas se presentan después de la corrección por masa. ....	30
<b>Figura 16.</b> Dayplot (Day et al., 1977 modificado por Dunlop, 2002). Se grafican los radios de los parámetros $H_{cr}/H_c$ vs $M_{rs}/M_s$ obtenidos de las curvas de histéresis. La mayoría corresponde a dominio pseudo sencillo PSD, excepto el sitio 32 que se aproxima a la zona de dominio sencillo, y los sitios 25 y 16 ubicados en el límite entre SD-MD. Posiblemente se ilustra el efecto de mezcla de partículas (SD) y (MD). ....	31
<b>Figura 17.</b> Mapa de contornos de susceptibilidad. Los datos están en unidades $10^{-4}$ SI. Predominan los valores entre 1 y 2 ( $10^{-4}$ SI). Los puntos negros indican los sitios de facies granito, los puntos blancos corresponden a diques o facies finas. En el recuadro se observa el histograma de frecuencia de los valores de susceptibilidad media por sitios. La escala es válida para las dos partes del plutón. ....	33
<b>Figura 18.</b> Diagrama de susceptibilidad media por sitio ( $k$ mean) versus el valor de anisotropía corregido ( $P_j$ ), el recuadro punteado indica el campo correspondiente a comportamiento paramagnético teórico. <b>b.</b> Diagrama de grado de anisotropía ( $P_j$ ) vs Parámetro de forma ( $T$ ). ....	33
<b>Figura 19.</b> Proyecciones de igual área en el hemisferio inferior de las direcciones principales de susceptibilidad magnética. Se grafica la media con los símbolos abiertos y su respectivo ángulo de confianza de 95%. ....	35
<b>Figura 20.</b> Gráfica de la foliación magnética. El tamaño del triángulo es proporcional al ángulo de confianza mayor, cuando este valor es mayor a $25^\circ$ se considera que la foliación no es confiable (triángulo sombreado). Inserción superior derecha: contornos de densidad de los polos de la foliación magnética, proyección de igual área para el hemisferio inferior. ....	37
<b>Figura 21.</b> Gráfica de la lineación magnética. El tamaño del triángulo es proporcional al ángulo de confianza mayor, se consideran los sitios con valores mayores a $25^\circ$ no confiables (triángulo sombreado). Inserción superior derecha: contornos de densidad de la lineación magnética, proyección de igual área para el hemisferio inferior. ....	38
<b>Figura 22.</b> Susceptibilidad magnética normalizada ( $k_0/k$ ) en función de la temperatura. Las curvas con predominancia ferromagnética muestran la transición de Verwey y luego son independiente de la temperatura; curvas paramagnéticas ideales corresponden a una línea descrita por la Ley de Curie-Weiss. ....	39
<b>Figura 23.</b> Gráficas del recíproco de la susceptibilidad en función de la temperatura. Se diferencian 3 comportamientos, el primero muestra predominancia paramagnética, las muestras siguen la ley de Curie Weiss, un segundo comportamiento con mezcla de ferromagnéticos y paramagnéticos, y finalmente la predominancia de los minerales ferromagnéticos, con presencia de la transición de Verwey, característica de magnetita multidominio. En los recuadros se indican algunos parámetros calculados, $\Theta$ : Temperatura de Curie aproximada, $C$ : Constante de Curie aproximada, $k_{LT}/k_{RT}$ : Radio entre la susceptibilidad medida a 77 K y a temperatura ambiente (297 K). ....	40
<b>Figura 24.</b> Proyecciones de igual área de las direcciones principales de AMS y ARM para sitios seleccionados. Se grafica la media con símbolos abiertos y su respectivo ángulo de confianza de 95%. ....	43
<b>Figura 25.</b> Estereogramas (hemisferio inferior) de las direcciones principales de AMS y AARM para sitio 32, el cual tiene alta susceptibilidad y posible fábrica inversa. ....	44
<b>Figura 26.</b> Diagrama de clasificación QAP (Streckeisen, 1976) para láminas delgadas del Granito de Comanja .....	45
<b>Figura 27.</b> Imágenes de secciones delgadas con microestructuras, deformaciones y alteraciones, nicoles cruzados. <b>a.</b> Textura inequigranular feldespato potásico con maclas de Carlsband, mosaico de cuarzo con bordes	

irregulares. <b>b.</b> Sericita en bordes de cristales y rellenando algunas fracturas. Texturas ígneas preservadas como maclas polisintéticas. <b>c.</b> Texturas de exsolución micropertitas, fracturas intragranulares rellenas por sílice, sericita reemplazando feldespato, feldespatos corroídos. <b>d.</b> Agregados de biotita cloritizada con epidota y opacos. ....	46
<b>Figura 28.</b> Imágenes de secciones delgadas con microestructuras y texturas de deformación, nicoles cruzados. <b>a.</b> Subgranos de cuarzo, extinción ondulatoria, extinción en tablero de ajedrez, fracturas rellenas de sericita. <b>b.</b> Maclas deformadas, posiblemente deformación plástica, acompañada de extinción tablero de ajedrez y subgranos. <b>c.</b> Subgranos de cuarzo con contactos lobados, en cúspide e irregulares. <b>d.</b> Biotita deformada, bordes lobados y bahías. ....	47
<b>Figura 29.</b> Imágenes de microscópico electrónico de barrido y de luz polarizada con nicoles paralelos (c y f) de minerales opacos. <b>a. – c.</b> Inclusiones de magnetita en biotita. <b>d.</b> Biotita alterada con magnetita que posiblemente presenta textura de exsolución. <b>e. – f.</b> Magnetita subhedral con bordes rectos. <b>g. – h.</b> Magnetita alterada. Mgt: magnetita, bt:biotita. ....	48
<b>Figura 30.</b> Dirección media del Granito de Comanja antes (círculo gris) y después de corrección tectónica (círculo rojo). La estrella es la dirección media esperada para el Eoceno de acuerdo con Torsvik et al. (2012). Después de una restauración de 20° de basculamiento hacia el noreste sobre un eje horizontal N45W la media calculada coincide con la media esperada. ....	50
<b>Figura 31.</b> Panorámica de mesetas en la Sierra de Guanajuato, cerca al cuerpo Norte del Granito de Comanja. ....	51
<b>Figura 32.</b> Bloque esquemático del basculamiento del Granito de Comanja. ....	52
<b>Figura 33.</b> Fábrica magnética para un cristal de biotita. Los ejes cristalográficos coinciden con los ejes principales del elipsoide de susceptibilidad (Tomado de: Biedermann, 2018). ....	55
<b>Figura 34.</b> Foliación magnética después de corrección tectónica, los sitios punteados corresponden a sitios con ángulo de confianza $E_{23}$ mayores a 25°. En el recuadro se muestran diagramas de rosas con las direcciones de los planos de las foliaciones para los sitios válidos estadísticamente, y diagramas de contornos de densidad de los polos de foliación magnética, proyección estereográfica para el hemisferio inferior. ....	58
<b>Figura 35.</b> Proyección de igual área en el hemisferio inferior de los polos de la foliación, diferenciados entre el lado este y oeste del granito. Sitios anómalos en color diferente y sitios ferrimagnéticos con borde negro. No se grafican facies finas. ....	59
<b>Figura 36.</b> Proyección de igual área de las direcciones paleomagnéticas medias de los sitios antes (izquierda) y después (derecha) de la corrección tectónica a partir de la foliación magnética, con la elipse del cono $\alpha_{95}$ sobre la dirección paleomagnética media total. ....	60
<b>Figura 37.</b> Diagramas de bloques esquemáticos de posibles modelos de emplazamiento para el Granito de Comanja. <b>a.</b> Empuje del plutón hacia arriba, deformación de la roca caja, fricción en los márgenes del plutón y remoción de material de la roca encajonante (Tomado de: Seyfert, 2006). <b>b.</b> Emplazamiento de plutón en un sistema compresivo con desarrollo de pliegues, presencia de extensión en la charnela extensión (Tomado de: Paterson et al., 1991). ....	61
<b>Figura 38.</b> Mapa con lineación magnética después de corrección tectónica, los sitios punteados corresponden a sitios con ángulo de confianza $E_{12}$ mayores a 25°. En el recuadro se muestran diagramas de rosas con las tendencias de las lineaciones y diagramas de contornos de densidad de la lineación magnética, proyección de igual área para el hemisferio inferior. ....	62
<b>Figura 39.</b> Diagrama esquemático del modelo de emplazamiento y deformación del Granito de Comanja. ....	64

## ÍNDICE DE TABLAS

<b>Tabla 1.</b> Datos paleomagnéticos y parámetros estadísticos <i>in-situ</i> para algunos sitios del Granito de Comanja. <b>n</b> = especímenes usados, <b>N</b> =especímenes medidos, <b>Dec</b> = declinación, <b>Inc</b> = Inclinación, <b>k</b> = parámetro de presión, <b><math>\alpha_{95}</math></b> = ángulo de confianza. Se escriben los sitios descartados para la media paleomagnética y los sitios donde no fue posible obtener datos paleomagnéticos con sus respectivas coordenadas. ....	26
<b>Tabla 2.</b> Muestras medidas con los parámetros obtenidos de las curvas de histéresis, ( <b>M<sub>rs</sub></b> ) saturación de remanencia, ( <b>M<sub>s</sub></b> ) saturación de magnetización, campo coercitivo ( <b>H<sub>c</sub></b> ), campo coercitivo de remanencia ( <b>H<sub>cr</sub></b> ) después de la corrección por contribución paramagnética. ....	31
<b>Tabla 3.</b> Parámetros de la anisotropía de susceptibilidad magnética por sitio. <b>Sitio</b> , <b>Coordenadas</b> Latitud y longitud, <b>N</b> , número de especímenes usados para el cálculo del elipsoide <b>Kmean</b> : susceptibilidad magnética media (unidades SI), <b>T</b> : parámetro de forma del elipsoide, <b>Pj</b> : grado de anisotropía corregido, <b>Azimuth y Dip de la foliación</b> (polo <b>k<sub>3</sub></b> ), <b>Tendencia y plunge de la lineación</b> ( <b>k<sub>1</sub></b> ), se presentan los datos in situ y los datos corregidos con el basculamiento obtenido por paleomagnetismo (tilt corrected). <b>Elipse de confianza 95%</b> , Semiángulos de la elipse de confianza en grados, según Jelinek (1978). En negrilla se resaltan los sitios estadísticos inválidos por presentar un ángulo de confianza mayor $>25^\circ$ . ....	34
<b>Tabla 4.</b> <b>Muestra</b> , sitios reportadas por Stein et al. (1994) con su porcentaje en peso atómico de óxidos ( <b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b> , <b>MnO</b> ). <b>k<sub>para</sub></b> Susceptibilidad paramagnética teórica máxima calculada con la fórmula de Rochette (1987), modificada por Gleizes et al. (1993), <b>K<sub>LF</sub></b> valores obtenidos del mapa de contornos de susceptibilidad, <b>K<sub>ferr</sub></b> , susceptibilidad ferrimagnética calculada, <b>K<sub>ferr</sub> (%)</b> Porcentaje de aporte ferrimagnético.....	41
<b>Tabla 5.</b> Valores de la susceptibilidad en campo alto. <b>R<sup>2</sup></b> : Coeficiente de regresión de la línea usada para calcular la susceptibilidad, <b>K<sub>HF</sub></b> Susceptibilidad calculada a campo alto, <b>K<sub>LF</sub></b> Susceptibilidad medida campo bajo, <b>K<sub>FERRI</sub></b> Diferencia de la susceptibilidad en campo alto y bajo. <b>Comportamiento</b> . ....	42
<b>Tabla 6.</b> Recopilación de datos de los conglomerados rojos eocénicos en cercanías a la Sierra de Guanajuato que reflejan actividad tectónica extensional, subsidencia y levantamiento de bloques. ....	51
<b>Tabla 7.</b> Evaluación paleomagnética de las direcciones anómalas observadas en el cuerpo norte del Granito de Comanja. La corrección asume que la foliación observada era originalmente subhorizontal.....	60

# PALEOMAGNETISMO Y FÁBRICA MAGNÉTICA DEL GRANITO DE COMANJA, SIERRA DE GUANAJUATO, MECANISMOS DE EMPLAZAMIENTO E IMPLICACIONES TECTÓNICAS.

## RESUMEN

El Granito de Comanja (~52 Ma) es un batolito elongado con dirección NW-SE que aflora en la Sierra de Guanajuato, centro de México. Es un granito de importancia regional al ser un cuerpo que mide aproximadamente 160 km<sup>2</sup> y pudo registrar un cambio de régimen tectónico. Este plutón fue emplazado al final de la fase compresiva conocida como la Orogenia Larámide y exhumado rápidamente al inicio de la subsecuente etapa extensional, posiblemente acompañada de colapso gravitacional. La rápida exhumación es reconocida por datos de termocronología y porque el Conglomerado Duarte (~52 – 31 Ma) localizado al sur del Granito de Comanja contiene clastos de granito que han sido asociados al Granito de Comanja. La disposición preferencial de los afloramientos de estos conglomerados del Eoceno es NW-SE con inclinaciones al Este que disminuyen desde la base hacia el techo de la sucesión, lo cual sugiere fallamiento normal sindeposicional.

En este trabajo se presentan los resultados de análisis paleomagnéticos y de fábrica magnética obtenidos para 33 sitios a lo largo del granito. El estudio se realizó con el objetivo de entender los mecanismos de emplazamiento del granito, e identificar posibles procesos tectónicos durante y posteriormente a este evento en el área de estudio.

Los análisis paleomagnéticos muestran generalmente un comportamiento inestable al desmagnetizar por campos alternos; sin embargo, fue posible determinar una magnetización característica de polaridad normal dirigida hacia el NW y de inclinación moderada (Dec=325.5°, Inc=50°,  $\alpha_{95}$ =10.2°,  $k$ =19.2, N=12), la cual es discordante con respecto a la dirección esperada (Dec=346.6°, Inc=41.2°) de acuerdo con el paleopolo de referencia para el Cratón Norteamericano del Eoceno (Torsvik *et al.*, 2012). La discordancia se puede explicar por un basculamiento de ~20° del cuerpo a lo largo de un eje horizontal paralelo a la Falla El Bajío (tendencia N45W) coetáneo con el basculamiento de los conglomerados rojos eocénicos que afloran en la zona. Existen sitios con direcciones bien definidas, pero que apuntan a direcciones anómalas en el lóbulo norte del granito. Éstas podrían interpretarse como resultado de deformación interna del plutón por esfuerzo compresivo dirigido al NE. A partir de las curvas de histéresis y de IRM, se identifica la magnetización característica como termoremanencia que reside en magnetita de moderada-baja coercitividad.

Los resultados de la anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS) presentan una predominancia de fábricas obladas y grados de anisotropía bajos (media de 1.028 para P<sub>j</sub>), con una susceptibilidad magnética media de 2.71x 10<sup>-4</sup> SI. Estos resultados en conjunto con medidas de la variación de la susceptibilidad a baja temperatura (77K a temperatura ambiente) y análisis de la anisotropía de la remanencia ARM, sugieren que la fábrica es dominada por el componente paramagnético, específicamente por biotitas; aunque algunos sitios presentan aporte ferrimagnético; ambas fábricas

son coaxiales. En cuanto a las orientaciones de los ejes, el lóbulo norte del granito presenta algunas lineaciones y foliaciones medianamente desarrolladas con direcciones paralelas a las estructuras regionales con tendencia NW-SE y algunos echados subverticales en los bordes. En el lóbulo meridional, la fábrica magnética está mejor desarrollada y corresponde a foliaciones subhorizontales con tendencia NW-SE, que cerca de los márgenes tienen disposición buzante hacia los contactos. Las foliaciones subhorizontales pueden asociarse a la interacción del plutón con su techo durante el emplazamiento. Por su parte, respecto al cuerpo sur, en el centro hay algunas lineaciones con tendencia NE, lo cual es interpretado como expansión magmática del granito en esa dirección desplazando la roca encajonante. Se considera que la fábrica se originó por un esfuerzo cortante, principalmente en un estado subsólido, en condiciones de alta temperatura y en los últimos estadios de emplazamiento. El origen subsólido sumado a la predominancia de foliaciones NW-SE, y desarrollo de antiformes permite interpretar que el Granito de Comanja se emplazó en un sistema de esfuerzos donde la dirección de máximo acortamiento es NE-SW (Larámide).

## ABSTRACT

The Comanja Granite (~52 Ma) is an elongated pluton in the NW-SE direction, located in the Sierra de Guanajuato in central Mexico. The granite area is about 160 km<sup>2</sup>, and its emplacement mechanism is of regional tectonic importance because it may record a change in the tectonic regime. This body was emplaced at the end of the Laramide Orogeny, and exhumed rapidly in an extensional tectonic regimen perhaps related to gravitational collapse. Very rapid uplift of the Comanja Granite is inferred by thermochronology and the deposition of alluvial fans (Duarte Conglomerate). Eocene conglomerates dip east and contain clast of the Comanja Granite. Furthermore, steeper dips in the older strata and moderate dips in upper beds of the conglomerate suggest normal faulting was active during its deposition.

This work presents paleomagnetic and magnetic fabric results for 33 sites in the Comanja Granite. The study was carried out in order to identify the pluton internal structure and tectonic process during and after the emplacement of the granite.

Paleomagnetic analyses yield mostly unstable behavior during AF demagnetization, but it was possible to determine a characteristic magnetization of normal polarity that is northwest directed and of moderate positive inclination (Dec=325.5°, Inc=50°,  $\alpha_{95}$ =10.2°, k=19.2, N=12). When compared with the Eocene expected direction, the mean paleomagnetic direction is discordant. The expected direction was calculated using the Eocene paleopole of Torsvik *et al.* (2012) for North America Craton (Dec=346.6°, Inc=41.2°). The discordance may be explained by NE tilt of about 20° along a horizontal axis parallel to the Bajío Fault (Tend N45W). This process could be synchronic with the tilting of the Eocene's red beds in the study area. A few sites in the northern lobule yield well-defined but

anomalous magnetization directions that suggest internal deformation of the pluton by NE directed compressive stress. Hysteresis and IRM curves show that the characteristic magnetization resides in magnetite, and it is a thermoremanent magnetization.

Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) results present mean bulk susceptibility of  $2.7 \times 10^{-4}$  SI units. AMS ellipsoids show dominantly weak oblate fabrics, and the degree of anisotropy is low (average  $P_j$  is 1.028). This result, combined with low temperature susceptibility measurements (77 K to 300 K) and remanence anisotropy (ARM) analysis, suggests that the fabric is produced by a paramagnetic component identified as biotite. A fraction of the susceptibility signal is carried by multidomain magnetite inclusions in biotite, and has magnetic fabric subparallel to that of the paramagnetic fraction. The northern lobule presents crudely developed lineation and foliation, parallel to the regional structures (NW-SE); in the sites near the northern border lobule the foliations are steep. The southern sector of the pluton displays well developed magnetic fabric with sub-horizontal foliations that trend NW-SE, at the borders dip toward the margins of the pluton. Subhorizontal foliations may indicate interaction of the ascending pluton with its roof. The lineation is mostly shallow and in the central part of body strike NE; this supports the hypothesis that granite may have expanded to the east against the host rock. The fabric was formed under subsolid, high-temperature conditions, at the final stages of cooling. Subsolid fabric, foliations NW-SE and antiform expression of the body are consistent with emplacement syn-deformation, influenced by regional stress during NE-SW shortening (Laramide Orogeny).

# 1. INTRODUCCIÓN

En la Sierra de Guanajuato, Centro de México, se registra acortamiento cortical asociado a la Orogenia Laramide, así como fallamiento normal acompañado del depósito de conglomerados rojos, lo que indica un cambio de régimen tectónico registrado por la discordancia Cretácico Tardío – Eoceno Temprano (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). Rocas del Complejo Volcanosedimentario Jurásico-Cretácico de la Sierra de Guanajuato están deformadas por acortamiento con vergencia al noreste (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005; Martini *et al.*, 2013), mientras que las rocas Cenozoicas muestran evidencia de extensión (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). Dicho cambio pudo haber sido registrado por el Granito de Comanja.

El Granito de Comanja es un cuerpo ampliamente estudiado desde el punto de vista petrogenético, geocronológico y tectónico. Los datos geocronológicos reportados indican una edad de cristalización entre ~51 y 52 Ma (Botero-Santa *et al.*, 2015; Ruíz-González, 2015; Ángeles-Moreno *et al.*, 2017; Olmos-Moya, 2018; Nieto-Samaniego *et al.*, 2019). La integración de datos termocronológicos y geocronológicos permiten interpretar que el granito se emplazó y enfrió por debajo de la temperatura de cierre de trazas de fisión en apatito en un corto periodo de tiempo (~3 m.a.) y experimentó una rápida exhumación (1.6 km/m.a.) (Ángeles-Moreno *et al.*, 2017; Ángeles-Moreno, 2018; Olmos-Moya, 2018; Nieto-Samaniego *et al.*, 2019). Adicionalmente, se reportan descripciones estructurales detalladas, entre estas la caracterización de 4 familias de diques y vetas hidromagmáticas-termales de turmalina (Ruíz-González 2015; Ángeles-Moreno *et al.*, 2017).

Respecto a su emplazamiento, Quintero-Legorreta (1992) propone que es un cuerpo post-orogénico, discordante, emplazado a través de las estructuras del basamento. Esto concuerda con Botero-Santa (2011) y Ángeles-Moreno *et al.* (2017) quienes proponen que se emplazó usando las estructuras que tienen dirección NW-SE, desarrolladas durante la Orogenia Larámide, en un período de transición. Finalmente, Ángeles-Moreno (2018) habla de un emplazamiento incremental alimentado por diques en un régimen transcurrente, por evidencia de fallamiento lateral en las vetas-fallas de cuarzo y turmalina.

Sin embargo, es necesario determinar mejor algunos procesos relacionados con el mecanismo y el régimen tectónico predominante al momento del emplazamiento del granito y posterior a esto. De igual manera, es importante esclarecer la relación entre el Granito de Comanja y el Conglomerado Duarte; este último exhibe en sus patrones de afloramiento la misma tendencia (NW-SE) (Miranda-Avilés *et al.*, 2016; Ángeles-Moreno, 2018), y se empezó a depositar al momento de la exhumación del granito o muy cercana a ella, pues se han reportado clastos que podrían provenir del Granito de Comanja o de cuerpos intrusivos del Cretácico (Aranda-Gómez & McDowell, 1998; Ruíz-González, 2015; Miranda-Avilés *et al.*, 2016; Puy-Alquiza *et al.*, 2017). La edad del Conglomerado Duarte está acotada por edades de las rocas en su base y techo entre 52 y 31 Ma (Botero-Santa *et al.*, 2015; Ruíz-González, 2015; Ángeles-Moreno, 2018).

Para estudiar el mecanismo de emplazamiento, el ambiente tectónico y la deformación subsecuente en cuerpos intrusivos es necesario estudiar la petrofábrica y su relación con la roca caja (*e.g.* Bouchez *et al.*, 1990; Archanjo *et al.*, 1994; Bouchez, 1997; Paterson *et al.*, 1998; Ferré *et al.*, 1999). La forma, orientación y distribución de los minerales definen una petrofábrica, y a partir de este arreglo mineral es posible inferir las condiciones cinemáticas relacionadas con su formación (Bouchez *et al.*, 1990). Dicha petrofábrica, o fábrica simplemente, es producto de procesos como flujo magmático, donde los cristales formados temprano rotan y sufren traslaciones que pueden evidenciar la trayectoria del flujo magmático. A esto se le puede sobreponer deformación en estado subsólido o sólido a alta temperatura, evidenciando factores externos, como interacción con la roca encajonante o procesos tectónicos tardíos (Paterson *et al.*, 1989; Vernon, 2000).

Definir si el Granito de Comanja sufrió algún tipo de deformación magmática (viscosa) o deformación subsólida (plástica) en campo es difícil, ya que es un cuerpo que a escala mesoscópica o en lámina delgada no tiene evidencia clara de deformación. La presencia de estructuras magmáticas en forma de líneas o planos es bastante restringida, las fábricas magmáticas son muy débiles y difíciles de determinar. Inferencias sobre el estado de esfuerzos durante el emplazamiento se han basado en observaciones en vetas-falla de turmalina (Ruíz-González, 2015; Ángeles-Moreno *et al.*, 2017); pero esas estructuras, por definición, pueden ser tardías con respecto al emplazamiento. Ante esta situación el análisis de fábricas magnéticas y de paleomagnetismo, son una buena herramienta ya que se aplican criterios potencialmente cuantitativos y direccionales, que permiten una buena definición sobre los esfuerzos que actúan durante el emplazamiento y de eventos de deformación regional (Hutton, 1988; Bouchez *et al.*, 1990; Bouchez, 1997; Paterson *et al.*, 1998; Archanjo *et al.*, 2002; Vernon, 2004).

En el presente trabajo, reportamos los resultados de estudios paleomagnéticos, de magnetismo de roca y de fábrica magnética obtenidos para el Granito de Comanja, con esto se espera esclarecer y proponer posibles interpretaciones con referencia a los esfuerzos regionales durante y después de su emplazamiento. Con la fábrica magnética reafirmamos el postulado de una intrusión incremental a través de estructuras preexistentes, bajo un régimen de esfuerzos compresivos NE-SW. Por otra parte, se observó una discordancia entre la dirección media paleomagnética obtenida y la esperada, ante lo cual se propone un basculamiento del cuerpo de  $\sim 20^\circ$  al noreste.

## 1.1 OBJETIVOS

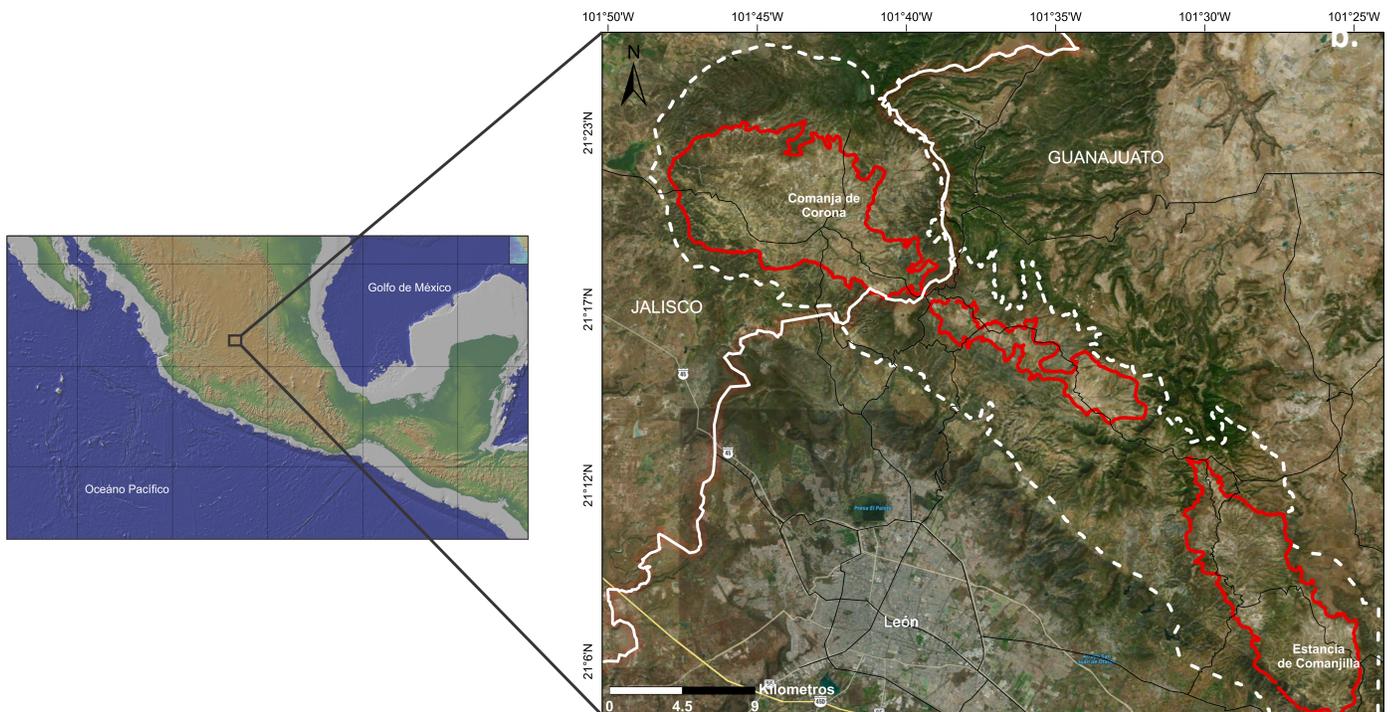
- Determinar el modelo de emplazamiento del Granito de Comanja a partir de las direcciones de la fábrica magnética, usando anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS), anisotropía de la remanencia (ARM) y otras técnicas de magnetismo de rocas.
- Definir direcciones paleomagnéticas del Granito de Comanja para determinar sus implicaciones paleotectónicas en el área de estudio.

### 1.1.1 Objetivos específicos

- Determinar la naturaleza y estado de la mineralogía magnética, para entender el significado de la fábrica magnética y otros parámetros relacionados como los minerales portadores de esta o de la remanencia magnética.
- Establecer la contribución relativa de fases ferromagnéticas (*s.l.*) y paramagnéticas a la fábrica magnética.
- Establecer relaciones entre los datos de paleomagnetismo, información estructural y estratigráfica de la zona de estudio para determinar procesos tectónicos.

### 1.2 LOCALIZACIÓN

La zona de estudio se encuentra en el centro de México, en la porción suroeste de la provincia fisiográfica la Mesa Central, cerca de los límites con la Faja Volcánica Transmexicana. Específicamente, el área de estudio se localiza en La Sierra de Guanajuato y comprende los dos afloramientos principales del Granito de Comanja, al norte en cercanía de las localidades Comanja de Corona (Jalisco) y al sur La Estancia de Comanjilla (Guanajuato) (Fig. 1). La zona está limitada por las coordenadas geográficas: 21° 05' a 21° 25' de latitud norte y 101° 50' a 101° 20' de longitud oeste.



**Figura 1.** Localización del área de estudio. **a.** Mapa de relieve de México, en recuadro negro se indica el área de estudio. **b.** Imagen satelital con limitación esquemática de la Sierra de Guanajuato (blanco) y Granito de Comanja (rojo), se indican algunas carreteras y localidades. (Tomado de: NOAA).

## 2. METODOLOGÍA

En primera instancia se realizó una recopilación bibliográfica de los artículos y trabajos más relevantes relacionados con el Granito de Comanja y la geología de la Sierra de Guanajuato; se integró la cartografía desarrollada en estos trabajos con los mapas geológicos 1:50,000 (F14-C31, F14-C32, F14-C41, F14-C42) e imágenes satelitales. Por otra parte, se consultó bibliografía relacionada con fábrica magnética y paleomagnetismo de granitos para esclarecer los procesos de mecanismos de ascenso y emplazamiento de estos.

Para el análisis paleomagnético y de fábrica magnética se muestrearon 33 sitios a lo largo del granito. Los núcleos fueron obtenidos en campo en afloramientos naturales con el uso de una perforadora portátil, a excepción de los sitios 3 y 4 donde se recolectaron bloques orientados. El muestreo se enfocó en los cuerpos principales del granito, en el área norte se tomaron 12 sitios y en el sector sur 21 sitios (Fig. 2). La diferencia en la cantidad de sitios se debe a la exposición del granito y la calidad de los afloramientos, estando en el norte más meteorizados. El centro del granito no se muestreo porque consiste en una serie de cuerpos discontinuos. Para cada sitio fueron extraídos al menos 6 núcleos orientados *in-situ* con una brújula magnética Brunton y un inclinómetro; y donde fue posible se tomaron datos de orientación con brújula solar.

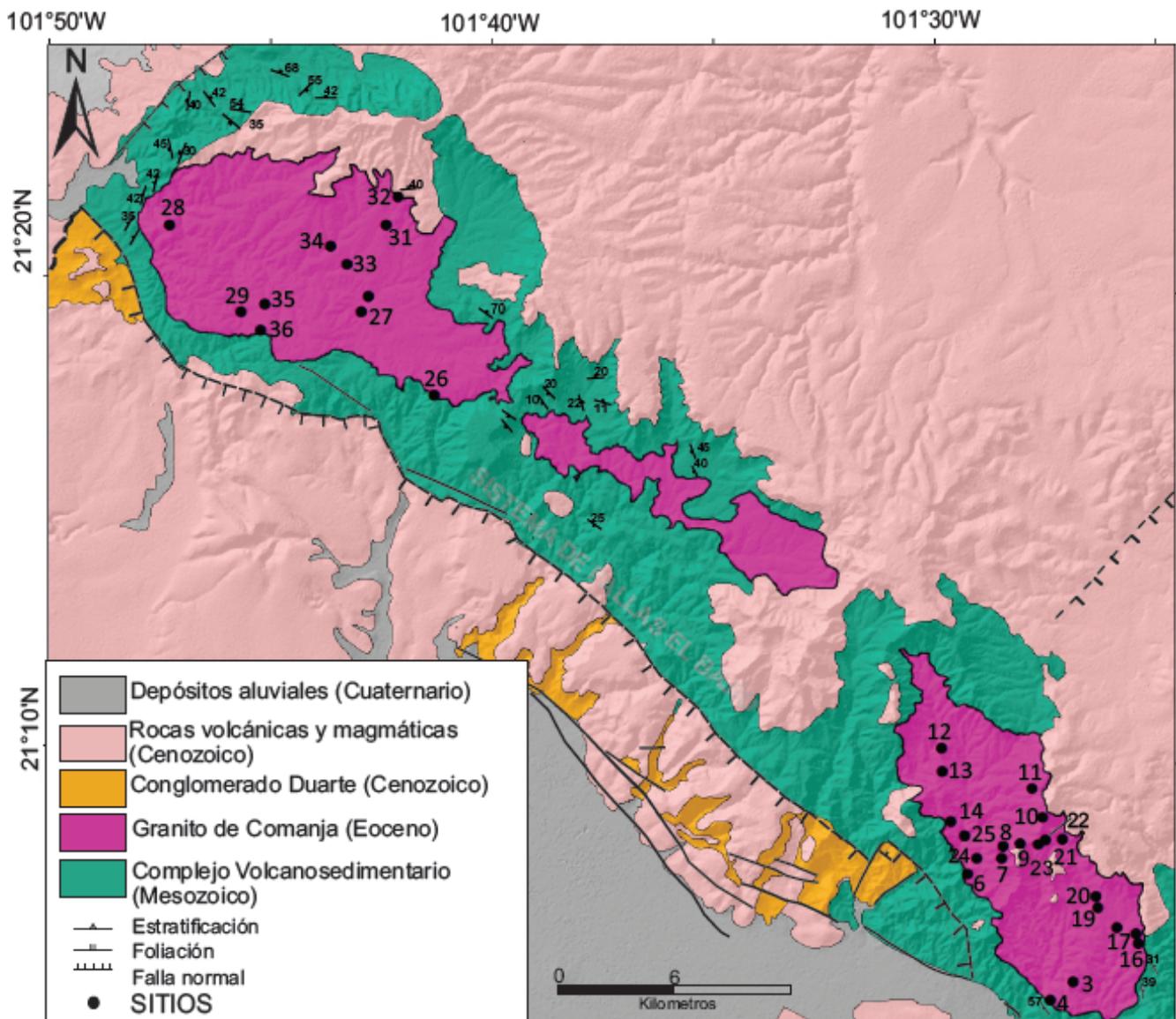
Posteriormente, se realizó la corrección de declinación magnética para la zona (+5.6°), de acuerdo con la carta de la NOAA (World Magnetic Model WMM 2014-2019). Adicionalmente, se obtuvo el azimut solar usando el programa SUNUSGS, estos valores de azimut solar se promediaron con los valores de azimuth magnético para orientar los especímenes en coordenadas geográficas. Cabe mencionar que durante el trabajo de campo se recolectaron algunos datos estructurales del granito.

### 2.1 PALEOMAGNETISMO

Para los estudios paleomagnéticos las muestras se procesaron en el Laboratorio de Paleomagnetismo del Centro de Geociencias, de la Universidad Nacional Autónoma de México. Algunas muestras piloto se desmagnetizaron de forma progresiva por el método térmico (utilizando horno térmico ASC Scientific). Después de cada etapa de calentamiento se midió la susceptibilidad ( $k$ ) para monitorear alteraciones mineralógicas a alta temperatura. Los pasos usados para este proceso fueron (100, 150, 200, 250, 300, 400, 420, 440, 480, 500 °C). También se realizó desmagnetización por campos alternos (AF), para lo cual se usó un desmagnetizador LD3-A (AGICO, Brno, República Checa) con los siguientes pasos (0, 3, 6, 9, 12, 15, 20, 25, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90 mT). Antes y después de cada paso de desmagnetización, fue medido el magnetismo remanente usando un Magnetómetro de giro JR-6 (AGICO, Brno, República Checa), el cual tiene una sensibilidad de  $2.4 \times 10^{-6}$  A/m. Algunas muestras fueron objeto de desmagnetización a baja temperatura con nitrógeno líquido antes de la

desmagnetización por AF, este tratamiento con el objetivo de remover el efecto de los componentes multidominio y eliminar la magnetización viscosa (Ozima *et al.*, 1964).

Los componentes de desmagnetización se analizaron usando los diagramas de desmagnetización ortogonal (Zijderveld, 1967) y la dirección se determinó a partir del análisis de componentes principales PCA (Kirschvink, 1980); para unos pocos sitios cuando la desmagnetización no aisló bien el componente característico se usaron círculos mayores (Bailey & Halls, 1984; McFadden & McElhinny, 1988). Los datos de especímenes que presentaban desviación angular estándar máxima (MAD) >15° fueron eliminados para siguientes análisis.



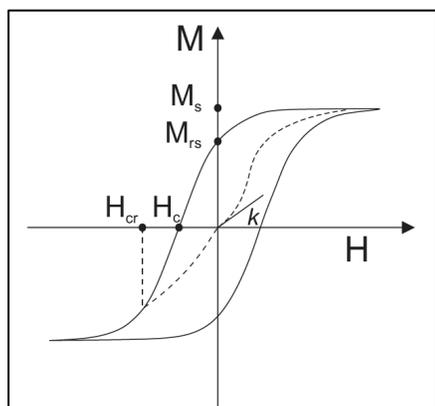
**Figura 2.** Mapa geológico simplificado del área de estudio con la localización de los sitios de muestreo a lo largo del Granito de Comanja (Modificado de: Martini *et al.*, 2013, Botero-Santa *et al.*, 2015, Ángeles-Moreno, 2018).

La dirección media fue calculada para cada sitio con estadística de Fisher (1953) usando el software Remasoft 3.0 (AGICO); solo se aceptaron los sitios que presentaban un valor de  $k > 15$  y un  $\alpha_{95} < 15^\circ$ . Con los valores aceptables estadísticamente se calculó la dirección media paleomagnética; a su vez, este valor se comparó con la dirección esperada de acuerdo con el polo de referencia para el cratón Norteamericano del Eoceno de Torsvik *et al.* (2012). Se calcularon los valores de rotación y de flattening (R y F) y sus respectivas incertidumbres según Demarest (1983).

## 2.2 MAGNETISMO DE ROCAS

Para la identificación y caracterización de los minerales magnéticos, se impartió una remanencia isotérmica (IRM) en campos crecientes de 10 a 3000 mT, usando un Magnetizador de pulso, para obtener curvas de adquisición de IRM. Los datos obtenidos fueron modelados según Kruiver *et al.* (2001), para diferenciar cada uno de los componentes magnéticos a partir del espectro de coercitividad de cada muestra.

Ciclos de histéresis fueron realizados en el Laboratorio de Paleomagnetismo del Instituto de Geofísica de la UNAM con un Magnetómetro de vibración Princeton 2900/3900, con un campo máximo de inducción de 1.2 T, y fueron normalizados por la masa y corregidos por contribuciones paramagnéticas. De las curvas de histéresis se obtuvieron parámetros diagnósticos (Fig. 3): saturación de remanencia ( $M_{rs}$ ), saturación de magnetización ( $M_s$ ) que indica el contenido y composición de la muestra, y el campo coercitivo ( $H_c$ ) que corresponde a la apertura de la curva; el campo coercitivo de remanencia ( $H_{cr}$ ) se obtuvo de curvas de magnetización-desmagnetización y corresponde al campo necesario para reducir  $M_{rs}$  a 0 (Butler, 1998; Evans & Heller, 2003; Tauxe *et al.*, 2018). La forma de la curva depende del tamaño de grano y las relaciones  $M_r/M_s$  y  $H_{cr}/H_c$  se usaron para caracterizar las dimensiones de los granos como PSD pseudo dominio sencillo (1-10  $\mu\text{m}$ ), SD dominio sencillo ( $< 1 \mu\text{m}$ ) y multidominio MD ( $> 10 \mu\text{m}$ ) en diagramas Dayplot para magnetitas (Day *et al.*, 1977 modificado por Dunlop, 2002).



**Figura 3.** Curvas de histéresis con los parámetros indicados: saturación de remanencia ( $M_{rs}$ ), saturación de magnetización ( $M_s$ ), campo coercitivo ( $H_c$ ) y campo coercitivo de remanencia ( $H_{cr}$ ), susceptibilidad  $k$  (tomado de Evans & Heller, 2003).

## 2.3 FÁBRICA MAGNÉTICA

La susceptibilidad magnética es la relación entre la magnetización inducida (M) producto de un campo aplicado (H)

$$k = M/H \quad (1)$$

Esta magnetización inducida (M) en diferentes direcciones (x, y, z...) por un campo (H) aplicado en diferentes direcciones (x, y, z...), constituye el tensor de anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS). La AMS se define como un tensor de segundo rango con tres ejes principales ( $k_1 \geq k_2 \geq k_3$ ), donde las magnitudes y orientaciones de cada eje son determinados de acuerdo con Jelinek (1978). En 288 especímenes obtenidos de los 33 sitios, se midió la susceptibilidad magnética en 15 direcciones con un Kappabridge KLY-3 (AGICO, Brno, República Checa), con un campo de inducción de 300 A/m y una frecuencia de 875 Hz. Los resultados fueron analizados con el Software Anisoft 5.0 (AGICO) para obtener los siguientes parámetros:

La media de la susceptibilidad magnética volumétrica ( $k_m$ )

$$k_m = \frac{1}{3}(k_1 + k_2 + k_3) \quad (2)$$

El parámetro T, el cual se refiere a la forma del elipsoide (T>0 es una fábrica oblada, T<0 fábrica prolada, T=0 triaxial)

$$T = \frac{2 \ln(k_2) - \ln(k_1) - \ln(k_3)}{\ln(k_1) - \ln(k_3)} \quad (3)$$

Y el parámetro Pj que es el grado de anisotropía corregido e indica qué tan anisotrópica es la muestra, es decir, el grado al cual el elipsoide de AMS se desvía de una esfera (Jelinek, 1981)

$$P_j = \exp \sqrt{2 [(\ln(k_1) - n)^2 + (\ln(k_2) - n)^2 + (\ln(k_3) - n)^2]} \quad (4)$$

$$n = \frac{\ln(k_1) + \ln(k_2) + \ln(k_3)}{3}$$

Otro factor para evaluar son las orientaciones de los ejes, la lineación magnética está definida por la orientación espacial del eje de susceptibilidad máximo del elipsoide de susceptibilidad ( $k_1$ ), mientras que la foliación magnética corresponde al plano perpendicular al eje más corto ( $k_3$ ). Para cada una de las direcciones principales se calcula un intervalo de confianza de la media de acuerdo con Jelinek (1978).

## 2.4 SEPARACIÓN DE FÁBRICA MAGNÉTICA

La anisotropía de la susceptibilidad magnética suministra información sobre la petrofábrica de las rocas (*e.g.*, Tarling & Hrouda, 1993) y es el resultado de la contribución de la anisotropía y de la susceptibilidad de los minerales ferromagnéticos, paramagnéticos y en menor medida o de forma casi despreciable de los minerales diamagnéticos (Rochette *et al.*, 1992; Tarling & Hrouda, 1993; Borradaile & Henry, 1997; Borradaile & Jackson, 2004, 2010; Biedermann *et al.*, 2014, 2016; (Borradaile, 2001). Así, la anisotropía de la susceptibilidad magnética es el reflejo de la orientación y distribución preferente de minerales (anisotropía de forma) o de sus redes cristalinas (anisotropía magnetocristalina), además de las interacciones magnéticas de los componentes de la roca (Borradaile & Jackson, 2004; Martín-Hernández & Ferré *et al.*, 2007).

Diferentes minerales en una roca se pueden formar a diferentes tiempos y responder a la deformación de diferentes maneras. Por lo tanto, es importante distinguir las fases que contribuyen a la fábrica magnética e identificar el proceso geológico que las generó (Martín-Hernández & Ferré *et al.*, 2007).

Para lograr la separación de la fábrica, partimos de que la susceptibilidad es el factor de proporcionalidad adimensional, entre la magnetización adquirida producto de un campo aplicado, la cual no es constante y varía con la temperatura o con la intensidad del campo aplicado, se resalta que la magnetización inducida es considerada lineal cuando se le aplican campos bajos o altos (Tarling & Hrouda, 1993), y por esta razón es posible comparar los resultados de susceptibilidad obtenidos por las diferentes técnicas. En este trabajo se usaron y compararon varias técnicas, para determinar la fase que domina la susceptibilidad y separar la fábrica magnética, como se describe a continuación:

### 2.4.1 Susceptibilidad a baja temperatura

Adicionalmente, la variación de la susceptibilidad magnética con variación de la temperatura puede ser usada para caracterizar la contribución de fases minerales paramagnéticas, ya que la susceptibilidad  $k$  aumenta con la disminución de la temperatura de acuerdo con la ley de Curie-Weiss (*e.g.*, Morrish, 1965).

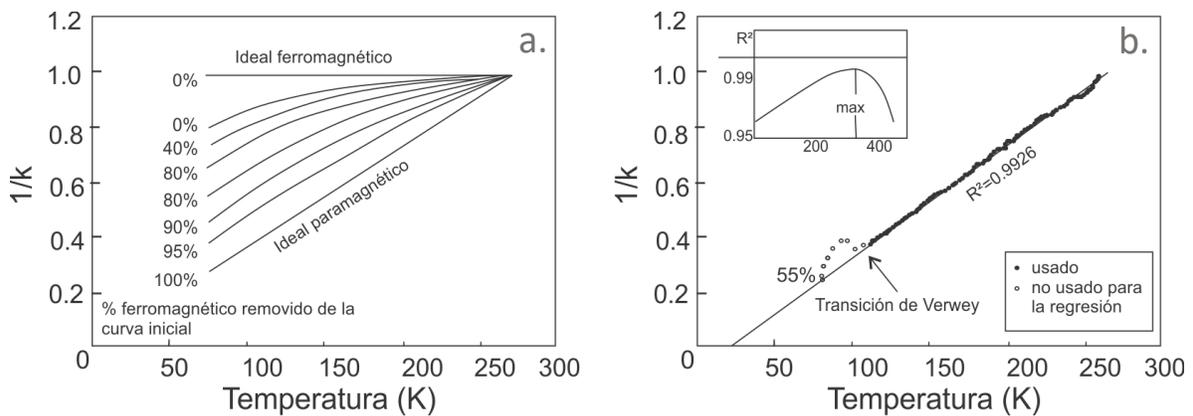
$$k(T) = \frac{C}{T-\theta} \quad (5)$$

Donde  $C$  es la constante de Curie del mineral,  $T$  es la temperatura en grados Kelvin y  $\theta$  es la temperatura paramagnética del mineral en grados Kelvin. Para esto se hicieron medidas de la variación de la susceptibilidad a baja temperatura (77 – 300 K), sumergiendo la muestra en nitrógeno líquido hasta que ésta lograra equilibrio térmico con el fluido. Se retiró la muestra y a medida que se calentaba a temperatura ambiente se registró la variación de la susceptibilidad en un computador

con datos provenientes de un Susceptibilímetro Barrington MS2W, al tiempo se registraba la temperatura a través de un termopar (Termómetro Omega G6).

Las curvas obtenidas de graficar el recíproco de la susceptibilidad en función de la temperatura  $k^{-1}(T)$  se usaron para conocer si dominaba la contribución paramagnética o ferromagnética, el componente diamagnético se asume constante  $-14 \times 10^{-6}$  SI, curvas ideales ferromagnéticas son líneas constantes, mientras que una curva ideal paramagnética sigue la ley de Curie-Weiss (Fig. 4a). Cuando las curvas presentaron predominancia paramagnética se calcularon algunos parámetros, de acuerdo con lo descrito por Richter & Van der Pluijm (1994), para lo cual se ajustó una línea de tendencia omitiendo los primeros datos que corresponden a la contribución ferromagnética y presentan transiciones magnéticas (Fig. 4b). El aporte ferromagnético se determinó disminuyendo progresivamente el porcentaje hasta que se obtuvo el máximo coeficiente de regresión R de la línea ajustada. La ecuación de la línea ajustada (6) fue comparada con la ecuación de una línea, y se determinaron los parámetros:  $C=m^{-1}$  y  $\theta=-b/m$ .

$$k^{-1}(T) = \frac{T}{C} - \frac{\theta}{C} \quad (6)$$



**Figura 4.** Curvas del recíproco de la susceptibilidad en función de la temperatura. **a)** curvas idealizadas de acuerdo con el porcentaje de contribución ferromagnética removido. **b)** Ejemplo de variación de la susceptibilidad en función de la temperatura para una curva que tiene contribución ferromagnética y paramagnética.

#### 2.4.2 Susceptibilidad paramagnética teórica

Cálculo de la susceptibilidad paramagnética máxima teórica  $K_{para}$  considerando la cantidad de óxidos de hierro y manganeso, a partir de la fórmula de Rochette (1987), modificada por Gleizes *et al.* (1993):

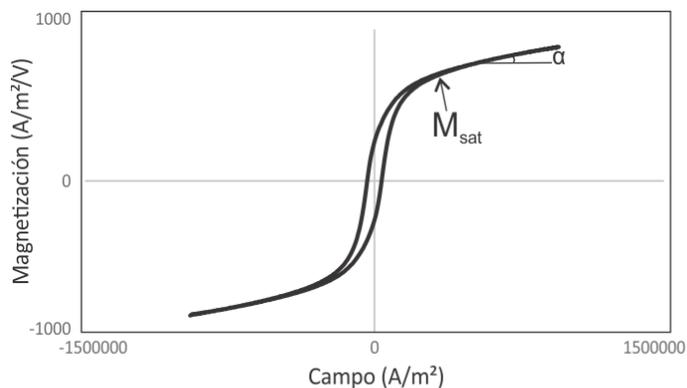
$$K_{para} = \rho \times (25.5 \times Fe^{2+} + 33.6 \times Fe^{3+} + 33.8 \times Mn^{2+}) \times (T / (T - \theta)) \quad (7)$$

En la ecuación,  $\rho$  es la densidad de la roca ( $2.7 \text{ g/cm}^3$ ),  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ , y  $\text{Mn}^{2+}$  son los porcentajes en peso atómico de análisis químicos de roca total reportados por Stein *et al.* (1994) para el Granito de Comanja,  $T =$  Temperatura ambiente (298 K) y  $\theta =$  temperatura paramagnética de Curie (20 K). La contribución de la fracción diamagnética de cuarzo y feldespato se asume  $-14 \times 10^{-6}$  SI (Hrouda, 1986). De la ecuación se obtiene un valor que es una aproximación de  $K_{\text{para}}$  asumiendo una ausencia de minerales antiferromagnéticos. Así la contribución mínima de la susceptibilidad ferrimagnética puede ser calculada al sustraer  $K_{\text{para}}$  y  $K_{\text{dia}}$  de la susceptibilidad medida  $K_{\text{LF}}$ .

$$K_{\text{ferri}} = K_{\text{LF}} - K_{\text{para}} - K_{\text{dia}}$$

### 2.4.3 Susceptibilidad bajo campos altos

Un valor aproximado de la contribución paramagnética se obtuvo a partir de la susceptibilidad magnética a alto campo ( $k_{\text{HF}}$ ), para lo cual se midió la pendiente de la curva de histéresis, después de la saturación de los ferromagnéticos ( $M_{\text{sat}}$ ). Los valores de los ejes fueron transformados, para tener las mismas unidades; primero los valores de magnetización normalizados por la masa se multiplicaron por la densidad asumiendo un valor promedio para el Granito de Comanja de  $\rho = 2.7 \text{ g/cm}^3$ , y se obtuvo la magnetización en función del volumen, y adicionalmente el campo inducido obtenido en teslas se transformó a unidades  $\text{A/m}^2$ , de esta forma la pendiente de la curva en un rango de campo mayor a 500 mT o 750 mT corresponde a la susceptibilidad en volumen en unidades SI  $K_{\text{HF}} = M/H$  (Fig. 5) (Rochette, 1987; Ferré *et al.*, 2004).



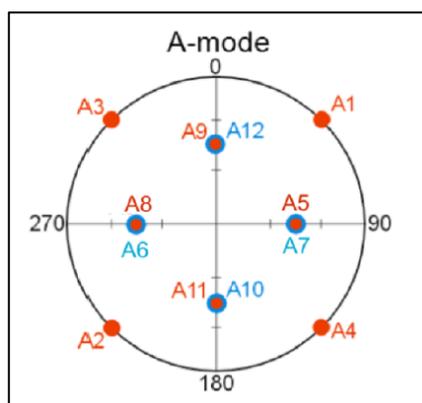
**Figura 5.** Susceptibilidad a altos campos determinada sobre la magnetización de saturación ( $M_{\text{sat}}$ ) de los minerales ferrimagnéticos ( $K_{\text{HF}} = M/H$  susceptibilidad en volumen unidades SI)

Como el valor por encima de la saturación de los ferromagnéticos, es únicamente la susceptibilidad de los paramagnéticos, se puede restar los valores de alto campo  $k_{\text{HF}}$  a los valores de  $k_{\text{LF}}$  de AMS, para obtener valores de  $k$  ferrimagnética  $k_{\text{ferri}}$ .

$$K_{\text{ferri}} = K_{\text{LF}} - K_{\text{HF}} - K_{\text{dia}}$$

#### 2.4.4 Anisotropía de la remanencia

Se llevaron a cabo mediciones de la Anisotropía de la Remanencia Anhistórica AARM para determinar la fábrica portada por las partículas ferrimagnéticas, de acuerdo con lo establecido por Jackson (1991). Cada muestra fue magnetizada en 12 diferentes direcciones antipodales (Fig. 6), aplicando simultáneamente en cada dirección un campo alterno de 80 mT y un campo directo de  $600 \mu\text{T}$ , para lo cual se usó un desmagnetizador de campos alternos de alto voltaje, y un campo constante producido con un solenoide; logrando una magnetización remanente anhistórica ARM que luego era medida con el magnetómetro JR6. Después de cada medición, la muestra era desmagnetizada por AF con 100 mT para eliminar dicha ARM. En este procedimiento, se supone que las partículas ferrimagnéticas que tienen coercitividad igual o menor al campo alterno aplicado serán magnetizadas de forma linealmente proporcional con el campo directo. El tensor AARM es calculado por el método de mínimos cuadrados (Girdler, 1961) con las componentes direccionales de magnetización obtenidas con el magnetómetro JR-6 y son procesadas con el software Rema6W (AGICO). Los datos son posteriormente visualizados en el software Anisoft 5.0. Se aseguró que el magnetismo residual después de cada magnetización fuera un orden menor a la magnetización remanente adquirida para evitar magnetización parásita. De forma análoga se hicieron medidas de Anisotropía de la Remanencia isotérmica AIRM con un campo de inducción de 20 mT y desmagnetización por campos alternos de 80 mT.



**Figura 6.** Proyecciones esféricas de las direcciones de magnetización usados para ARM. Consiste en direcciones antipodales, puntos rojos (azules) son proyecciones en el hemisferio inferior (superior).

#### 2.5 PETROGRAFÍA

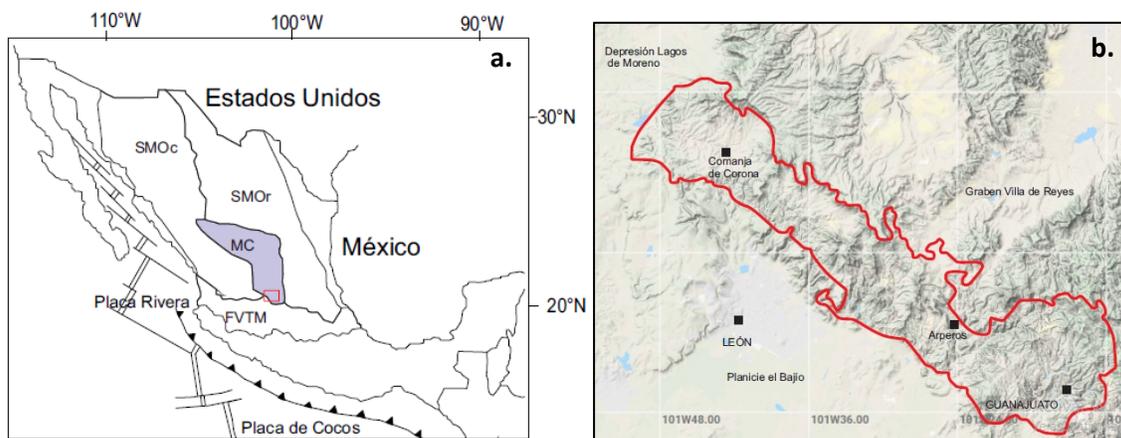
Se realizó una descripción general de 9 secciones delgadas con el objetivo de identificar algunos procesos de desequilibrio en los minerales que permitieran diferenciar eventos de deformación en estado magmático, subsólido o sólido, para determinar el origen de la fábrica magnética. La identificación de los óxidos de hierro se hizo a través de 7 secciones pulidas y fotografías de Microscopio Electrónico de Barrido (SEM). Finalmente, se integraron todos los datos obtenidos de revisión bibliográfica, de campo y de laboratorio.

### 3. ANTECEDENTES Y MARCO GEOLÓGICO

#### 3.1 SIERRA DE GUANAJUATO

La Sierra de Guanajuato está localizada al sur de la Mesa Central (Fig. 7a). La Sierra de Guanajuato es una pila tectónica compleja alargada con dirección NW-SE de dimensiones: 80 km de longitud y 30 km de ancho, limitada al NW por la Depresión de Lagos de Moreno, al SW por la Planicie de El Bajío y al SE por el Graben de La Saucedá (Fig. 7b). Esta pila tectónica consta de una sucesión de unidades litoestratigráficas de diferentes edades, desde el Jurásico Superior hasta el Cenozoico (Ortíz-Hernández *et al.*, 1992; Nieto-Samaniego *et al.*, 2005; Martini *et al.*, 2013, 2016). Las principales estructuras son pliegues y cabalgaduras que tienen dirección NW-SE y N-S, fallas normales con la misma orientación y un segundo grupo NE-SW relacionado con la formación de diversos grabenes.

En esta provincia se hallan 4 discordancias regionales; para el alcance de este trabajo nos centraremos en la discordancia angular y erosional del Cretácico Tardío – Paleoceno (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005; Botero-Santa, 2011). Bajo esta discordancia se halla un complejo Mesozoico deformado por acortamiento, relacionado con múltiples eventos compresivos. El último evento podría corresponder a la Orogenia Laramide con dirección de acortamiento NE-SW (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005; Tristán-González *et al.*, 2009; Cuéllar-Cárdenas *et al.*, 2012; Martini *et al.*, 2016). Por encima de la discordancia Cretácico – Paleoceno predominan rocas del Cenozoico de origen continental, que comprenden conglomerados continentales, flujos piroclásticos riolíticos y lavas andesíticas afectadas por fallamiento normal con un pequeño componente lateral y oblicuo (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005; Tristán-González *et al.*, 2009).



**Figura 7. a.** Localización de la Sierra de Guanajuato en la provincia fisiográfica Mesa Central (MC), limitada al norte y oriente por la Sierra Madre Oriental (SMOr), hacia el occidente por la Sierra Madre Occidental (SMOc) y al sur por la Franja Volcánica Transmexicana (FVTM). (modificado de: Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). **b.** Sierra de Guanajuato y sus límites fisiográficos (tomado y modificado de: NOAA).

Otra discordancia que es necesario considerar es de edad eocénica, que tiene alcance local y corresponde con los conglomerados eocénicos continentales que yacen en discordancia angular con

las rocas oligocenas volcánicas que los suprayacen (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). La geología de la Sierra de Guanajuato se puede dividir en dos grupos principales que se describen a continuación:

### 3.1.1 Complejo Volcanosedimentario Mesozoico

El Complejo basal Volcanosedimentario del Mesozoico está constituido principalmente por rocas volcanosedimentarias marinas y plutónicas, denominado Complejo Vulcanosedimentario de la Sierra de Guanajuato (Martínez-Reyes, 1992) (Fig. 8). Comprende la sucesión de la Cuenca Arperos (Jurásico Superior-Cretácico Inferior), que se caracteriza por un sustrato de basaltos con geoquímica de piso oceánico y una cubierta sedimentaria pelágica (Lapierre *et al.*, 1992; Ortiz-Hernández *et al.*, 1992; Tardy *et al.*, 1994; Martini *et al.*, 2011), la cual presenta una asimetría entre la proveniencia de sus rocas, hacia el lado este los sedimentos provienen del macizo continental Mexicano (Martini *et al.*, 2011). Esta sucesión está suprayacida estructuralmente por el ensamblaje El Paxtle, un sistema volcánico con geoquímica de arco de islas del Terreno Guerrero, compuesto de intrusivos y sucesiones volcánicas cogenéticas (Lapierre *et al.*, 1992, Ortiz-Hernández *et al.*, 1992; Martini *et al.*, 2011). Toda la variedad litológica pre-Albiana se ha agrupado como un arco volcánico intraoceánico o como un arco marginal (Ortiz-Hernández *et al.*, 1992; Martini *et al.*, 2011, 2013). Este conjunto de rocas presenta estructuras de plegamiento, cabalgamiento y metamorfismo parcial de bajo grado en facies esquisto verde (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005; Martini *et al.*, 2013).

Las rocas con esta primera etapa de deformación están cubiertas en discordancia angular por la Caliza La Perlita, una caliza nerítica Albiana cuya edad fue determinada por su contenido fósil (Chiodi *et al.*, 1988; Quintero-Legorreta 1992). La caliza se encuentra menos deformada pues registró un solo evento de acortamiento (Quintero-Legorreta, 1992; Martini *et al.*, 2013), que corresponde a la Orogenia Larámide (Lapierre *et al.*, 1992; Ortiz-Hernández *et al.*, 1992; Martínez-Reyes, 1992).

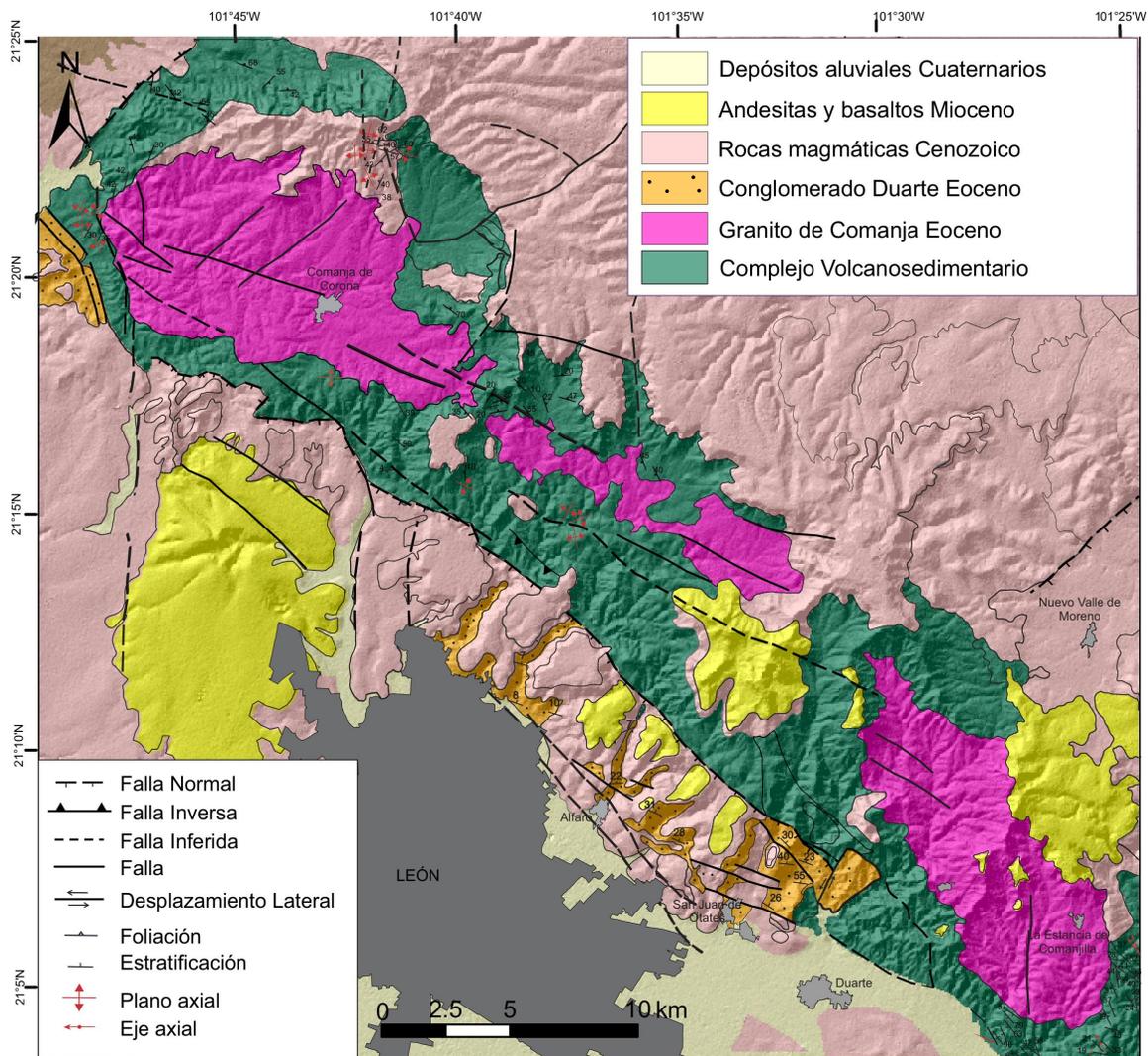
Esta sucesión de rocas Mesozoicas fue intruida por el Granito de Comanja (Quintero-Legorreta, 1992). Hay otras unidades mesozoicas reportadas por Botero-Santa *et al.* (2015) que afloran en la Sierra de Guanajuato; sin embargo, no son relevantes para el objetivo del presente estudio.

### 3.1.2 Rocas Cenozoicas

La Mesa Central, en ella incluida la Sierra de Guanajuato, comprende un dominio extensional, donde rocas principalmente volcánicas están afectadas por dos sistemas de fallas normales ortogonales, con orientación NW y NE (Fig. 8) (Nieto Samaniego *et al.*, 2005; Tristán-González *et al.*, 2009).

Estratigráficamente, en la zona de estudio, la base de la sucesión Cenozoica está compuesta por el Conglomerado Guanajuato y el Conglomerado Duarte, que se encuentran intercalados con rocas volcánicas. Los conglomerados están cubiertos por múltiples flujos piroclásticos riolíticos,

emplazamiento de domos y derrames de lavas andesíticas con edades desde el Oligoceno al Mioceno (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005), los cuales no son el objetivo del presente estudio.



**Figura 8.** Mapa simplificado de la Sierra de Guanajuato y alrededores. Mapa basado en cartografía de: Botero-Santa, 2011; Ángeles-Moreno, 2018. Datos estructurales del Complejo volcanosedimentario del Mesozoico: Botero-Santa, 2011; Martini *et al.*, 2013, datos estructurales del Conglomerado Duarte: Miranda-Avilés *et al.*, 2016.

### ***Conglomerado Duarte y Guanajuato***

Al suroccidente de la Sierra de Guanajuato, en cercanías al Sistema de fallas El Bajío, se encuentran afloramientos de capas rojas asignadas al Conglomerado Duarte (Martínez-Reyes, 1992) (Fig. 8), que es correlacionable con el Conglomerado Guanajuato, el cual está por fuera de los límites del área de estudio, se halla al Sur de la Sierra de Guanajuato, específicamente en el Distrito minero de Guanajuato. Estas unidades a su vez se relacionan con otros conglomerados continentales Paleógenos dispersos en la Mesa Central (Edwards, 1955; Echegoyén *et al.*, 1975; Aranda-Gómez y

McDowell, 1998; Martínez-Reyes, 1992; Puy-Alquiza *et al.*, 2017). En general, dichos conglomerados consisten en flujos de gravedad de la parte distal y media de abanicos aluviales (Miranda-Avilés *et al.*, 2016), interpretados como molasas depositadas en cuencas asociadas a fallamiento extensional, procesos de erosión y exhumación en la Mesa Central (Aranda-Gómez y McDowell, 1998; Miranda-Avilés *et al.*, 2016).

El Conglomerado Duarte consiste principalmente en un conglomerado polimíctico de color rojizo con estratificación masiva, bien consolidado, que contiene clastos subangulares y subredondeados de rocas volcánicas, graníticas y metasedimentarios y calizas (Martínez-Reyes, 1992; Miranda-Avilés *et al.*, 2016), provenientes posiblemente de la erosión de las rocas que constituyen el Complejo Mesozoico de la Sierra de Guanajuato (Miranda-Avilés *et al.*, 2016).

El conglomerado fue depositado en el bloque del alto de la Falla de El Bajío, y lo conforman capas gruesas bien definidas, con orientación N45W y buzamientos entre 40° y 80° hacia el Noreste según Ángeles-Moreno (2018). Miranda-Avilés *et al.* (2016), en las localidades estudiadas, reporta rumbo promedio N70°W con echados 55° a 23° NE y separa el conglomerado Duarte en dos miembros (miembro inferior y miembro superior) entre los cuales se presentan cambios en la composición de los clastos, en las direcciones de paleocorrientes y en la inclinación de los echados. Las inclinaciones moderadas y pronunciadas de los conglomerados disminuyen hacia el techo de la secuencia, indicando basculamiento sindeposicional de las capas (Quintero-Legorreta, 1992; Aranda-Gómez & McDowell, 1998; Miranda-Avilés *et al.*, 2016).

Inicialmente, se le había asignado al Conglomerado Duarte una edad Eoceno-Oligoceno (Martínez Reyes, 1992; Alvarado-Méndez & Rodríguez-Trejo, 1999), posterior a la edad de cristalización del Granito de Comanja (Botero-Santa, 2011). Trabajos más recientes acotan la edad de la base con rocas que subyacen la secuencia como la Riolita La Laborcita ( $52 \pm 0.20$  Ma) (Ángeles-Moreno, 2018) y la Ignimbrita Palo Blanco ( $48.8 \pm 0.97$  Ma) (Ruíz-González, 2015); además del Diqueestrato Duarte que intrusión la base ( $52.16 \pm 0.20$  Ma) según Ángeles-Moreno (2018); todos datados con U-Pb en circones. Por otro lado, la edad superior está limitada por la Ignimbrita Alfaro que tiene una edad de  $31.84 \pm 0.24$  Ma (Ángeles-Moreno, 2018) y la Riolita Cuatralba ( $31.11 \pm 0.42$  Ma) (Botero-Santa *et al.*, 2015). De esta forma la edad del Conglomerado Duarte está acotada entre 31 y 52 Ma.

Para el Conglomerado Guanajuato la edad inferior corresponde con la de un basalto cerca a la base del miembro inferior, datado con K-Ar en roca total  $49.3 \pm 1.0$  Ma (Aranda-Gómez y McDowell, 1998) y la edad para el miembro superior está acotada por las rocas volcánicas que le sobreyacen de  $33.53 \pm 0.48$  Ma (Nieto-Samaniego *et al.*, 2015).

El conglomerado Duarte no está en contacto con el Granito de Comanja, y las relaciones con las demás unidades en algunos sectores es tectónico, como con el Complejo Vulcanosedimentario (Edwards, 1955), y discordante como es el caso de los contactos superiores con las rocas volcánicas (Botero-Santa *et al.*, 2015; Miranda-Avilés *et al.*, 2016).

### 3.1.3 Geología estructural

#### *Estructuras Mesozoicas*

El Complejo volcanosedimentario del Mesozoico presenta un conjunto de estructuras que registran múltiples eventos de deformación, asociados con el acortamiento ocurrido durante el Mesozoico (Botero-Santa *et al.*, 2015; Martini *et al.*, 2013). Múltiples fases de deformación hacen difícil la diferenciación de cada una de las etapas; sin embargo, se han identificado dos eventos principales. El primer evento comprende la deformación de las rocas de la Cuenca Arperos y el Complejo El Paxtle (pre-Albiano), rocas que están plegadas y tienen metamorfismo parcial de bajo grado facies de esquisto verde (Chiodi *et al.*, 1988; Quintero-Legorreta, 1992; Martini *et al.*, 2013). Según Martini *et al.* (2013) estas fases de acortamiento se han interpretado como el proceso de acreción y migración al noreste del Terreno Guerrero.

El segundo evento corresponde con la deformación de la secuencia pre-Albiana y de la Caliza La Perlita, en un régimen tectónico compresivo NE-SW, con dirección de transporte tectónico al NE que generó foliaciones, pliegues similares y cabalgaduras NW-SE, N-S, y con metamorfismo de bajo grado facies de esquisto verde (Ortiz-Hernández *et al.*, 1990; Lapiere *et al.*, 1992; Martínez-Reyes, 1992; Botero-Santa *et al.*, 2015). Estas estructuras están asociadas a la Orogenia Laramide (Cretácico Tardío-Paleoceno Temprano) (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005; Botero-Santa *et al.*, 2015; Martini *et al.*, 2016).

De acuerdo con algunos autores, posteriormente a la fase de acortamiento, tiene lugar una etapa de relajación en la corteza y de transición, con desarrollo de algunas estructuras con componente lateral (Tristán-González *et al.*, 2009; Andreani *et al.*, 2014; Ángeles-Moreno *et al.*, 2017), se ha propuesto que para este momento se dio el emplazamiento del Granito de Comanja (Botero-Santa *et al.*, 2015; Ángeles-Moreno *et al.*, 2017).

#### *Estructuras Cenozoicas*

Respecto a la fase extensiva en el área de estudio, las rocas cenozoicas están afectadas por dos sistemas de fallas normales ortogonales, correspondientes a la intersección entre el Sistema de Fallas El Bajío y las fallas normales con tendencia NNE relacionado con la formación de grabenes (Nieto Samaniego *et al.*, 2005; Tristán-González *et al.*, 2009). Varios eventos extensionales han sido identificados en la zona, desde finales del Eoceno hasta el Plioceno (*e.g.* Nieto Samaniego *et al.*, 2005; Ángeles-Moreno, 2018), que pueden ser diferenciados en dos eventos mayores, el primero entre ~32 y ~27 Ma, sincrónico con vulcanismo (Aranda-Gómez *et al.*, 2007), y que comprende un arreglo de fallas con tendencia NW (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). El segundo evento, posterior a 27 Ma, es referido como "Basin and Range" (Henry & Aranda-Gómez, 2000), el cual produjo grabenes N-NNE y reactivó las fallas anteriores (Botero-Santa *et al.*, 2015; Nieto-Samaniego *et al.*, 2015).

### ***Sistema de Fallas El Bajío***

El Sistema de fallas El Bajío es el límite sur entre las provincias fisiográficas Mesa Central y la Faja Volcánica Transmexicana con más de 150 km de longitud (Botero-Santa *et al.*, 2015; Ángeles-Moreno, 2018). La Falla El Bajío es considerada de tipo normal-oblicua y de edad Cenozoica (Martínez-Reyes, 1987; Aranda-Gómez *et al.*, 1989; Nieto-Samaniego, 1992; Nieto-Samaniego *et al.*, 2005) con rumbo predominante NW-SE, inclinación al SW y desplazamiento variable, pero del orden de cientos de metros. Algunos autores sugieren que esta falla muestra dos sectores, el primero con 45 km de longitud de rumbo E-W entre Celaya e Irapuato (Guanajuato), y el segundo de 100 km de longitud entre Irapuato (Guanajuato) y Lagos de Moreno (Jalisco) con rumbo NW-SE (Botero-Santa *et al.*, 2015).

En la zona de estudio, la Falla El Bajío limita la Sierra de Guanajuato al SW, donde aflora la secuencia volcanosedimentaria del Mesozoico (Fig. 8), la estructura está formada por fallas normales de alto ángulo, escalonadas, y tienen un rechazo vertical superior a 1200 m (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). La falla ha tenido fases sucesivas de reactivación, por lo menos hasta el Plioceno con cinemática normal (Ángeles-Moreno, 2018). El basculamiento sinsedimentario de los conglomerados rojos podría ser evidencia de actividad de la falla durante el Eoceno (Puy-Alquiza *et al.*, 2017); aunque no es seguro su origen, pues la individualización de la Falla de El Bajío se hace hasta el Oligoceno, cuando tuvo mayor actividad (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). No se descarta que su origen puede ser más antiguo y corresponder a las estructuras Laramídicas formadas entre el Cretácico Tardío y finales del Paleoceno (Botero-Santa *et al.*, 2015).

## 3.2 GRANITO DE COMANJA

### 3.2.1 Antecedentes

El Granito de Comanja es un intrusivo que mide aproximadamente 160 Km<sup>2</sup>, que aflora irregularmente en la parte central de la Sierra de Guanajuato. Es un cuerpo alargado que tiene una orientación preferencial NW-SE (Fig. 8), presenta afloramientos discontinuos desde Comanja de Corona (Jalisco) hasta el Mineral de la Luz (Guanajuato). La continuidad del cuerpo y la orientación de los ejes de los cuerpos principales sugieren una continuidad del cuerpo en profundidad, pues aflora donde la cubierta cenozoica ha sido removida por erosión, siendo visible en los bajos topográficos y llanos de la Sierra de Guanajuato (Quintero-Legorreta, 1992).

El Granito de Comanja ha sido estudiado desde Wittich (1909), quien lo define como un granito de carácter pegmatítico, y hace una descripción de los diques aplíticos-pegmatíticos principalmente en el sector sur. González-Reyna (1959) lo denomina Granito de Arperos y hace una descripción de las mineralizaciones cercanas al intrusivo, relacionando su origen con las alteraciones y oxidaciones producidas por las aguas derivadas del mismo. Echegoyén *et al.* (1975) proponen el nombre de Granito de Comanja, retomado por Quintero-Legorreta (1992), ya que el granito aflora en Comanja de Corona. El granito es de afinidad calcoalcalina (Ortiz-Hernández, 1988 en Ortiz-Hernández *et al.*, 1992), aunque se han reportado algunos cuerpos con afinidad alcalina (Chiodi *et al.*, 1987).

El granito ha sido descrito como una roca leucocrática, fanerítica y en algunos sectores porfídica; en la que predomina una matriz de cuarzo, oligoclasa y biotita, presenta fenocristales de ortoclasa de tamaño grande (3-5 cm) a intermedio y minerales accesorios como circón y apatito. Presenta poca variación composicional, pero sí textural; tiene abundantes diques aplíticos, pegmatíticos y brechas hidromagmáticas-termales de turmalina y cuarzo (Quintero-Legorreta 1992; Botero-Santa *et al.*, 2015; Ángeles-Moreno *et al.*, 2017).

El granito intruye al Complejo Volcanosedimentario Mesozoico de la Sierra de Guanajuato. En algunas zonas, el contacto entre el granito y el complejo volcanosedimentario es tectónico, mientras que en otras el contacto es intrusivo; la aureola de contacto reportada por Botero-Santa *et al.* (2015) es reducida y corresponde con una cornubiana de 1 m; por su parte Ángeles-Moreno *et al.* (2017) caracteriza a esta aureola con un alcance de 2 km y una temperatura entre 400 y 700°C. La roca encajonante, además de su plegamiento por los eventos compresivos, está deformada e inclinada producto de la intrusión (Fig. 8) (Quintero-Legorreta, 1992; Botero-Santa *et al.*, 2015). La Formación Cuestecitas, del Complejo Mesozoico, tiene foliación centrípeta respecto al batolito (Martini *et al.*, 2013; Botero-Santa *et al.*, 2015).

## ***Edad***

La edad de cristalización y de enfriamiento del granito ha sido ampliamente estudiada, y retomando exclusivamente las últimas dataciones realizadas, se consideran las edades de cristalización media reportadas de  $52.6 \pm 0.5$  (U-Pb LA-ICPMS en circón) por Nieto-Samaniego *et al.*, (2019) y de  $51 \pm 0.3$  Ma (U-Pb LA-ICPMS en circón) (Ángeles-Moreno *et al.*, 2017). Adicionalmente hay dataciones en diques de composición granodiorítica reportadas por Ángeles-Moreno *et al.*, 2017 donde la edad media de cristalización es  $49.05 \pm 0.8$  Ma. Por su parte, las edades de K-Ar y de enfriamiento Ar-Ar presentan errores mayores, posiblemente asociado con la pérdida de Argón y no son consideradas. De esta manera el rango de edades obtenidas para la cristalización del granito varía entre 49 y 52 Ma (Nieto-Samaniego *et al.*, 2019).

## ***Emplazamiento y exhumación***

Según Quintero-Legorreta (1992), el granito es de carácter postéctónico, discordante respecto a estructuras compresionales, y su emplazamiento regional fue controlado por las estructuras del basamento, por lo cual tiene una dirección NW-SE. El granito se emplazó hace  $\sim 52$  Ma a una profundidad de  $\sim 7$  km, y alrededor de los 48 Ma fue expuesto a la superficie, a juzgar por la evidencia de clastos en los conglomerados eocénicos de la zona; y de termocronología, con una tasa de exhumación de  $\sim 2500$  m/m.a., acompañado de altas tasas de erosión y de enfriamiento (Nieto-Samaniego *et al.*, 2019).

### **3.2.2 Descripción de Campo, Granito de Comanja**

Las características macroscópicas y petrográficas del granito observadas en este trabajo coinciden con lo descrito en algunos trabajos previos (*e.g.* Quintero-Legorreta, 1992; Botero-Santa, 2011; Ruíz-González, 2015; Ángeles-Moreno, 2018). El granito presenta dos exposiciones mayores con extensiones de  $>10$  km con dirección preferencial NW-SE, una cerca de la localidad de Comanja de Corona y otra cerca a la Estancia de Comanjilla; el cuerpo que se halla al Norte tiene una forma semi-elíptica, mientras al sur presenta una forma más elíptica (Fig. 8). Los afloramientos del granito se hallan principalmente sobre los cortes de carretera, a lo largo de arroyos y en canteras para la extracción de arena, que exponen facies del granito intemperizadas. El nivel de afloramiento constituye la parte superior del plutón evidenciado por la ocurrencia de colgantes de techo y vetas subhorizontales de turmalina. Se puede observar remanentes del techo de la roca caja (Fig. 9a), con contacto abrupto, aunque en algunos sectores el contacto es tectónico.

Se trata de una roca leucocrática, félsica, y principalmente fanerítica con variaciones texturales. En algunos sectores su textura es porfídica con fenocristales euhedrales de feldespato potásico que varían de tamaño desde 2 hasta 5 cm de largo, la matriz está compuesta por cuarzo, plagioclasa y

biotita (Fig. 9c). Aunque hay poca variación composicional, en campo se observaron algunos contactos entre cuerpos de facies faneríticas o porfídicas y facies microcristalinas, estas diferencias texturales por facilidad de escritura en los análisis magnéticos serán denominadas facies granito (g) y facies fina (f) respectivamente, las facies finas son generalmente sills y diques de escala métrica a decamétrica. En los contactos entre estos cuerpos de diferente textura se observa un margen enfriado (Huppert y Sparks, 1989). (Fig. 9d y e).

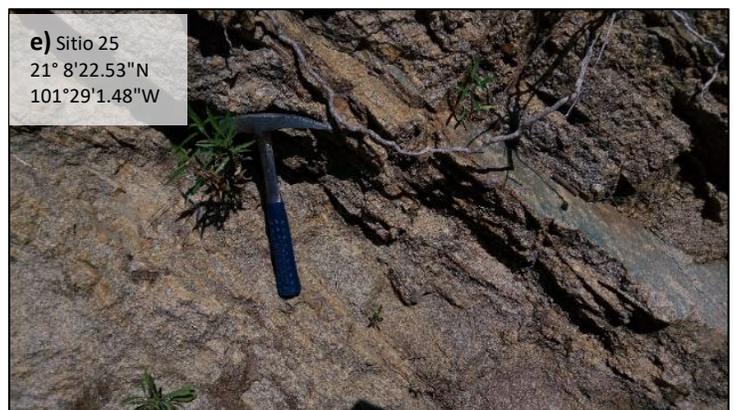
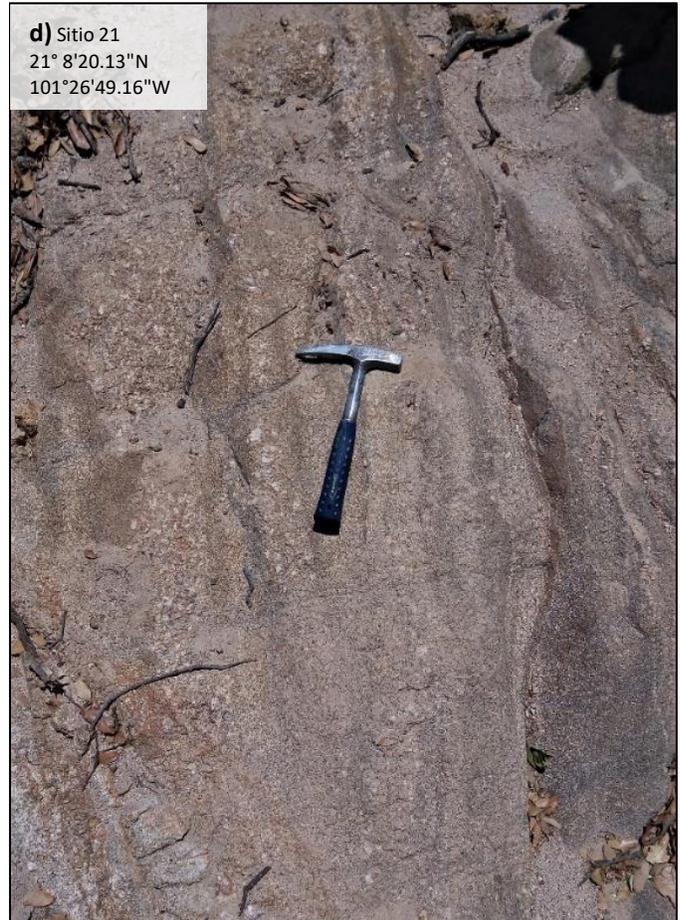
El granito además presenta diques aplíticos y pegmatíticos que varían en su espesor desde pocos centímetros hasta escala métrica (Fig. 10a); además hay vetas y brechas hidrotermales-magmáticas de cuarzo y turmalina. Estos diques y estructuras son más abundantes cerca a los contactos del intrusivo. Se presentan tres direcciones principales de familias de diaclasas (NE, NW y E) (Fig. 10b), aprovechando estas zonas de debilidad se presentan algunos diques y vetas con echados variados desde subverticales a subhorizontales. Estas familias fueron bien diferenciadas por Ángeles-Moreno *et al.* (2017).

El granito está restringido en estructuras macroscópicas, pues no hay una clara orientación preferencial de minerales en los afloramientos o en sección delgada. En campo se midieron algunas foliaciones y lineaciones marcadas por la dirección del eje elongado de los feldespatos (Fig. 10b), siendo muy dudosa esa orientación por la disposición aleatoria de los feldespatos. El granito tiene desarrollo local de bandeamientos de minerales máficos y estructuras schlieren (Fig. 10d y e), también presenta enclaves de aspecto máfico, algunos con bordes reabsorbidos y autolitos principalmente redondeados (~ 15 cm de diámetro) que presentan abundancia de biotita, (Fig. 10c), y los pocos que muestran elongación incipiente se hallan principalmente cerca a los contactos.

El granito no presenta estructuras macroscópicas de deformación compresiva; por el contrario, tiene fallas conjugadas, estrías de fallas y estructuras media luna que indican desplazamiento normal, y en menor medida componente lateral. La roca caja está bastante deformada y en cercanías a los contactos presenta intrusiones de diques aplíticos.



**Figura 9.** Imágenes de campo del Granito de Comanja, ver descripción en el texto. **a.** Contacto con la roca caja. **b.** Afloramiento con dos direcciones preferenciales de familias de diaclasas. **c.** Acercamiento al granito, fenocristales principalmente de feldespato potásico. **d.** Contacto entre facies microcristalina y facies fanerítica. **e.** Acercamiento de foto (d). *Chilled margin* entre las dos facies del granito. Sitios con coordenadas geográficas latitud N y longitud W.



**Figura 10.** Imágenes de campo del Granito de Comanja, ver descripción en el texto **a.** Afloramiento con presencia de diques en diferentes direcciones y vetas de turmalina. **b.** Lineación aparente medida en campo, dirección del eje largo de fenocristales. **c.** Autolitos con poca deformación. **d.** Bandeamientos de minerales máficos. **e.** Schlieren. Sitios con coordenadas geográficas latitud N y longitud W.

## 4. RESULTADOS

### 4.1 PALEOMAGNETISMO

Las intensidades de la magnetización remanente natural (NRM) varían hasta tres órdenes de magnitud entre los sitios analizados (desde  $5 \times 10^{-4}$  hasta  $2 \times 10^{-1}$  A/m). Los patrones de desmagnetización térmica fueron más inestables que los obtenidos por campos alternos (Anexo 1). Así, los resultados de la desmagnetización por campos alternos (AF) muestran generalmente un comportamiento multivectorial, exhibiendo diferentes patrones relacionados con los valores de NRM (Anexo 1) estos comportamientos son resumidos a continuación.

El primer comportamiento presenta NRM demasiado débiles para ser medidos adecuadamente ( $NRM < 10^{-4}$  A/m), o son muestras que se vuelven inestables después de los primeros pasos de desmagnetización (Fig. 11a y b). La mayoría de estos sitios no produjeron datos paleomagnéticos útiles (Sitios 7, 8, 9, 21, 24, 26, 34 y 36f, f = facies finas).

Por otra parte, algunas muestras con valores de NRM altos ( $2 \times 10^{-1}$  A/m) desmagnetizan siguiendo un patrón estable hacia el origen, pero el 90% de su magnetización es removido a bajas coercitvidades 15 mT (Fig. 11c) y presentan dispersión de las direcciones dentro del sitio (13, 18, 27). Estos sitios con comportamiento anómalo fueron sumergidas en nitrógeno líquido con el objetivo de remover magnetización viscosa o el efecto de partículas multidominio, pero no hubo ningún cambio en la desmagnetización, se considera que estas muestras posiblemente están alteradas por rayos (magnetizaciones de tipo IRM), por lo tanto, estos sitios fueron descartados para análisis paleomagnéticos.

Aproximadamente el 25% de los sitios tienen NRM  $\sim 10 \times 10^{-3}$  A/m, presentando comportamiento multivectorial (Fig. 11d-f). Se observa un componente (A) removido a muy bajas coercitvidades (0-10 mT), aunque es difícil establecer su límite con el siguiente componente. Una vez retirado este componente, el vector de desmagnetización tiende hacia el origen en un comportamiento univectorial (componente B). Este componente es denominado como magnetización característica (ChRM), y se define en un rango entre 40-60 mT (Fig. 11d-h), por lo cual se considera que la magnetización reside en una fase de baja coercitvidad como la magnetita. Esto no excluye otros análisis, pues para algunos sitios la magnetización decae rápido (Fig. 11e), mientras que para otros sitios solo se desmagnetiza el 80% en un campo aplicado de 60 mT (Fig. 11f). El ChRM presenta declinación hacia el noroeste e inclinación positiva de somera a moderada (Sitios 6, 10, 16, 19, 22, 23, 36g, 17 y 20, g = facies granito).

Cabe mencionar que algunos sitios tienen la particularidad de presentar dos comportamientos (17, 18, 27, 28, Anexo 1); algunos especímenes desmagnetizan con el patrón de la Figura 11c, que

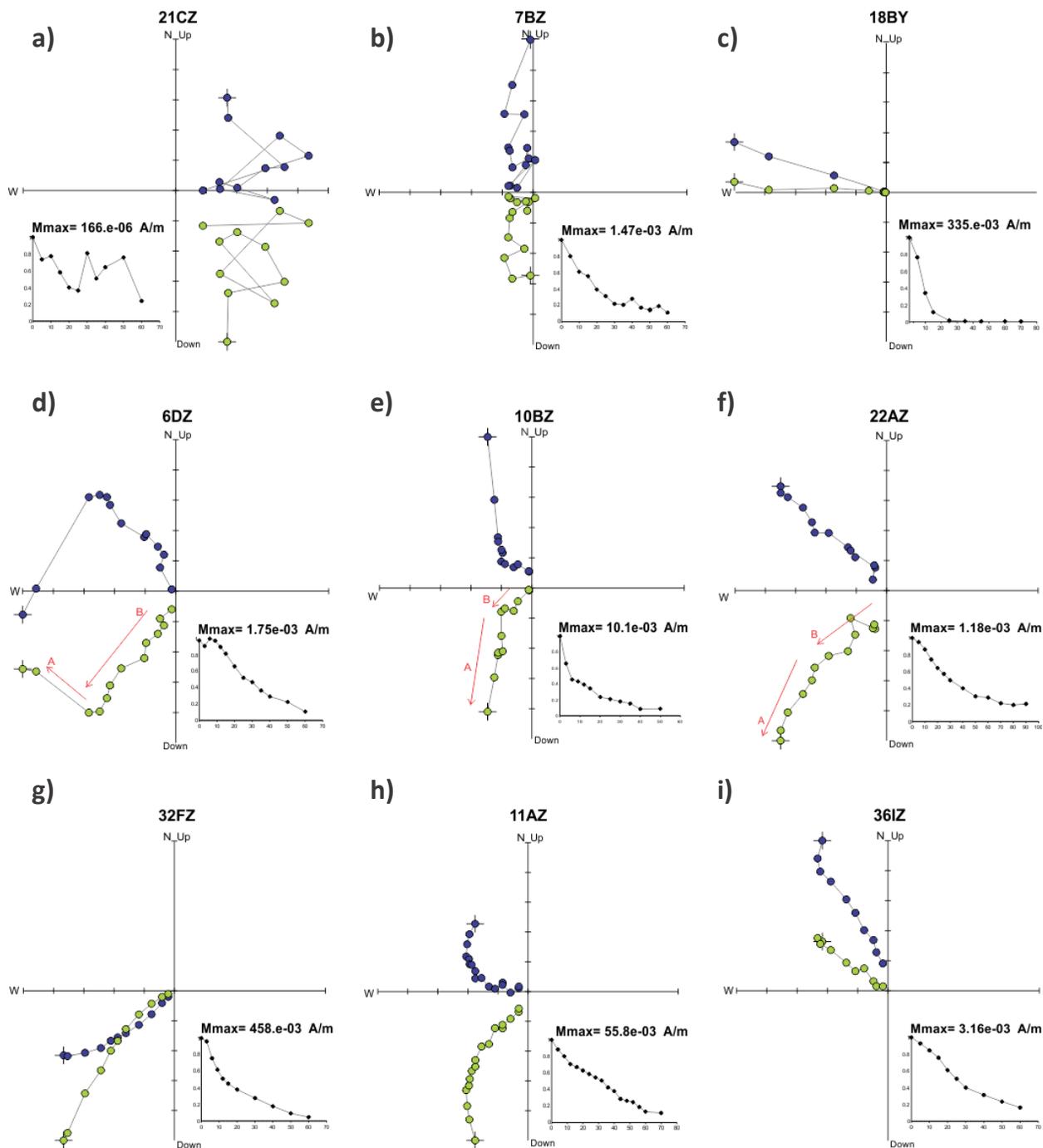
comprende alta remanencia y rápida desmagnetización a baja coercitividad, y a su vez otros especímenes desmagnetizan con un comportamiento similar al denominado como ChRM (Fig. 11d-f). De los sitios con este comportamiento, solo se usó el sitio 17 para el cálculo de la dirección media paleomagnética ya que el número de especímenes con ChRM bien definida fue suficiente para calcular una dirección media del sitio, el resto de los sitios fueron descartados.

Para el cálculo de las direcciones medias por sitio se descartaron los especímenes con  $MAD > 15^\circ$ . La dirección característica fue determinada usando componentes principales (Kirschvink, 1980); excepto para el sitio 29 donde se usó una combinación entre círculos mayores y componentes principales (Bailey & Halls, 1984; McFadden & McElhinny, 1988). Las polaridades mixtas solo son observadas en dos sitios (25, 17), en estos se invirtieron a la polaridad dominante en el sitio. La mayoría de las muestras tienen inclinación positiva, muy pocos sitios (28, 29, 33, 35, 36) presentan direcciones con inclinaciones negativas o direcciones de declinación que no corresponden al NW (Fig. 11g, i). Los resultados se resumen en la Tabla 1.

Para el cálculo de la dirección paleomagnética media, en la cual se usó estadística de Fisher (1953) se descartaron algunos sitios, por razones de alta dispersión dentro del sitio, insuficiente número de muestras, dispersión respecto a los otros sitios como el caso del sitio (32) considerado como outlier. Este último sitio tiene valores de NRM altos y desmagnetiza con comportamiento muy estable, al igual que el sitio 11 (Fig. 11g y h), pero la dirección media encontrada está muy alejada respecto a los demás sitios; por lo tanto, solo se conserva para el cálculo el sitio 11 que cae dentro del rango estadístico menor a dos desviaciones estándar de la media. De esta forma, los sitios usados para el cálculo de la media están localizados en la parte sur del cuerpo, excepto el sitio 33 y 29; la mayoría corresponden a facies granito y tienen polaridad normal.

El componente de magnetización de baja coercitividad se asemeja a la dirección del campo actual, declinación hacia el NW entre  $300^\circ$  y  $350^\circ$ , inclinación positiva, moderada, aunque a veces varía incluyendo inclinaciones negativas; esta magnetización es interpretada como magnetización remanente viscosa. El componente interpretado como ChRM tiene una dirección media calculada *in situ* de  $Dec = 325.5^\circ$ ,  $Inc = 50^\circ$  ( $k = 18.91$ ,  $\alpha_{95} = 10.2^\circ$ ,  $N = 12$ ,  $S = 22.4^\circ$ ). Las direcciones medias paleomagnéticas por sitio se ilustran en la Figura 9 y presentan valores  $\alpha_{95} < 15^\circ$ .

Los sitios 35 y 36 son de inclinación negativa, pero no son antipodales al resto de los sitios y no pasaron el *reversal test*, según McFadden & McElhinny (1990). Las direcciones en estos dos sitios que están relativamente cercanos son similares, por lo que podrían reflejar el registro de un evento geomagnético (excursión o transición de polaridad) o podrían reflejar deformación del plutón en el margen NW; esta hipótesis se desarrollará en el capítulo de discusión. La desviación angular estándar y el tiempo de enfriamiento del granito  $\sim 3$  m.a. (Olmos-Moya, 2018), soportan la idea de que el granito registró la variación paleosecular un tiempo suficiente para promediarla de acuerdo con la hipótesis del dipolo geocéntrico axial.

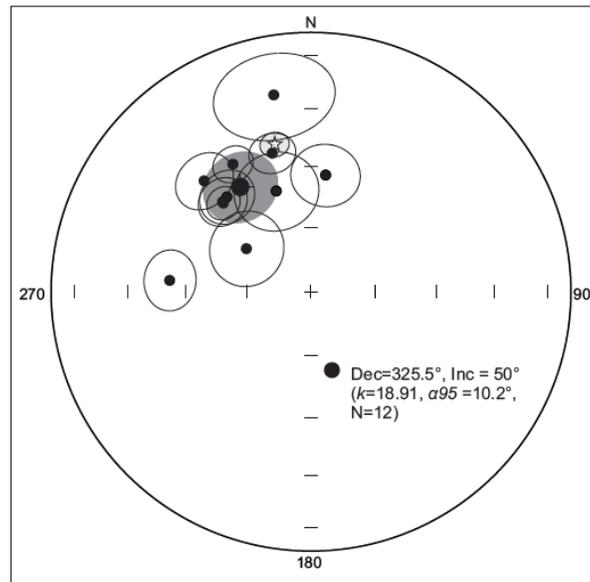


**Figura 11.** Diagramas de desmagnetización ortogonal para sitios seleccionados y evolución de la intensidad de la remanencia normalizado con  $M_{max}$ , desmagnetización AF. **a, b.** Muestras con valores bajos de NRM, comportamiento errático. **c.** Comportamiento univectorial, de baja coercitividad. **d-f.** Multivectorial, ChRM: declinación hacia el NW, inclinación positiva moderada. **g.** ChRM Declinación SW, inclinación negativa. **h.** Valores de NRM altos, ChRM declinación NW. **i.** Valores de NRM altos, la dirección de ChRM es diferente respecto a los otros sitios. Azul corresponde a proyección horizontal y verde proyección vertical.

**Tabla 1.** Datos paleomagnéticos y parámetros estadísticos *in-situ* para algunos sitios del Granito de Comanja. **n**= especímenes usados, **N**=especímenes medidos, **Dec**= declinación, **Inc**= Inclinación, **k**= parámetro de precisión,  **$\alpha_{95}$** = ángulo de confianza. Se escriben los sitios descartados para la media paleomagnética y los sitios donde no fue posible obtener datos paleomagnéticos con sus respectivas coordenadas.

SITIOS	Lat. (N)	Lon. (W)	n/N	TIPO	Dec (°)	Inc (°)	k	$\alpha_{95}$
6	21°07'34.34"	101°28'56.28"	8/8	Granito	328.6	41.9	85.43	6
10	21°08'47.41"	101°27'16.01"	6/7	Granito	341.0	56.2	28.26	12.8
11	21°09'25.15"	101°27'31.53"	6/7	Granito	274.6	44.6	58.49	8.8
16	21°06'08.08"	101°25'04.01"	7/8	Granito	318.5	49.6	51.15	8.5
17*	21°06'20.70"	101°25'07.99"	5/11	Granito	319.1	52.9	32.67	13.6
19	21°06'53.05"	101°25'59.37"	7/7	Granito	315.5	49.8	63.79	7.6
20	21°07'07.46"	101°26'03.27"	6/8	Granito	303.8	65.6	33.54	11.7
22	21°08'18.41"	101°27'11.72"	8/8	Granito	315.4	50.3	112.76	5.2
23	21°08'12.64"	101°27'21.70"	7/7	Granito	316.1	40.4	47.12	8.9
25*	21°08'22.53"	101°29'01.48"	6/6	Granito	344.4	43.8	97.75	6.8
33	21°20'21.03"	101°43'11.38"	5/8	Granito	7.1	52.6	56.63	10.3
29	21°18'54.81"	101°45'06.16"	5/8	Dique	349.3	23.8	119.60	16.1
Mean			<b>12</b>		<b>325.5</b>	<b>50.0</b>	<b>18.91</b>	<b>10.2</b>
Los sitios marcados * tienen polaridades mixtas.								
Sitios descartados en el cálculo de la dirección media								
32	21°21'48.75"	101°42'03.55"	7/7	Granito	236.8	25.4	49.13	8.7
35	21°19'27.61"	101°45'01.46"	6/7	Granito	338.6	-53.1	19.22	15.7
36G	21°19'17.64"	101°45'33.47"	6/6	Granito	326.4	-24.9	132.01	5.9
3	21°05'17.76"	101°26'31.60"		Granito	-	-	-	-
4	21°04'53.57"	101°27'02.15"		Dique	-	-	-	-
7	21°07'54.41"	101°28'10.70"		Granito	-	-	-	-
8	21°08'09.46"	101°28'09.41"		Granito	-	-	-	-
9	21°08'13.75"	101°27'46.43"		Granito	-	-	-	-
12	21°10'14.08"	101°29'35.22"		Granito	-	-	-	-
13	21°09'45.05"	101°29'33.14"		Granito	-	-	-	-
14	21°08'39.67"	101°29'20.68"		Granito	-	-	-	-
18	21°06'28.53"	101°25'33.12"		Mixto	-	-	-	-
21	21°08'20.13"	101°26'49.16"		Granito	-	-	-	-
24	21°07'54.08"	101°28'44.34"		Granito	-	-	-	-
26	21°17'35.83"	101°41'09.69"		Granito	-	-	-	-
27	21°19'20.37"	101°42'50.93"		Granito	-	-	-	-
28	21°21'07.40"	101°47'12.75"		Granito	-	-	-	-
30	21°19'39.95"	101°42'41.09"		Granito	-	-	-	-
31	21°21'12.29"	101°42'19.23"		Granito	-	-	-	-
34	21°20'44.34"	101°43'33.16"		Granito	-	-	-	-
36F	21°19'17.64"	101°45'33.47"		Granito	-	-	-	-

La dirección media es discordante con respecto a la dirección esperada del Eoceno de Norte América en la zona de estudio, la cual es Dec = 346.6°, Inc = 41.2° (Fig. 12). Esta dirección fue calculada desde un polo de referencia en 77.4° latitud y 182.7° longitud para 50 Ma según Torsvik *et al.* (2012). La dirección observada es discordante en declinación e inclinación, y los valores obtenidos de rotación y flattening son  $R \pm \Delta R = -21^\circ \pm 9.70$  y para  $F \pm \Delta F = 8.8^\circ \pm 11.15$ , respectivamente.



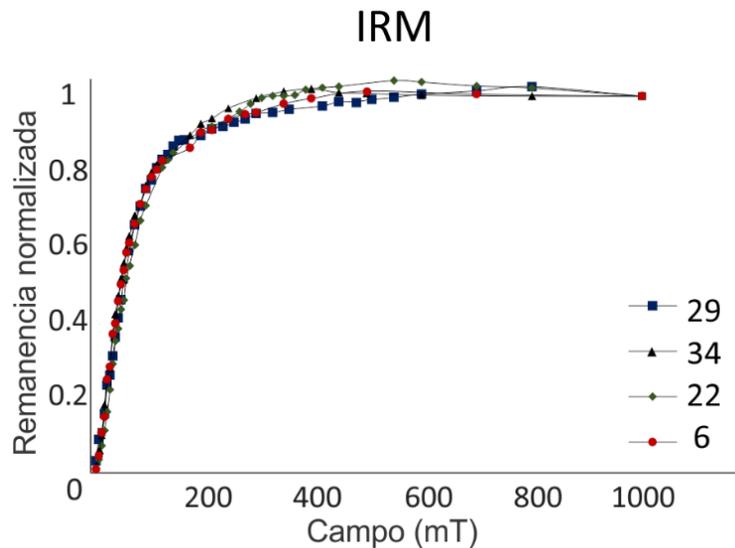
**Figura 12.** Proyección de igual área de las direcciones medias de los sitios aceptados, las elipses corresponden a las proyecciones de los conos  $\alpha_{95}$  sobre cada media. El círculo de mayor tamaño corresponde a la media total con su intervalo de confianza sombreado. La estrella indica la dirección esperada según el polo de referencia Torsvik *et al.* (2012). Los círculos negros corresponden a proyecciones en el hemisferio inferior.

## 4.2 MAGNETISMO DE ROCAS

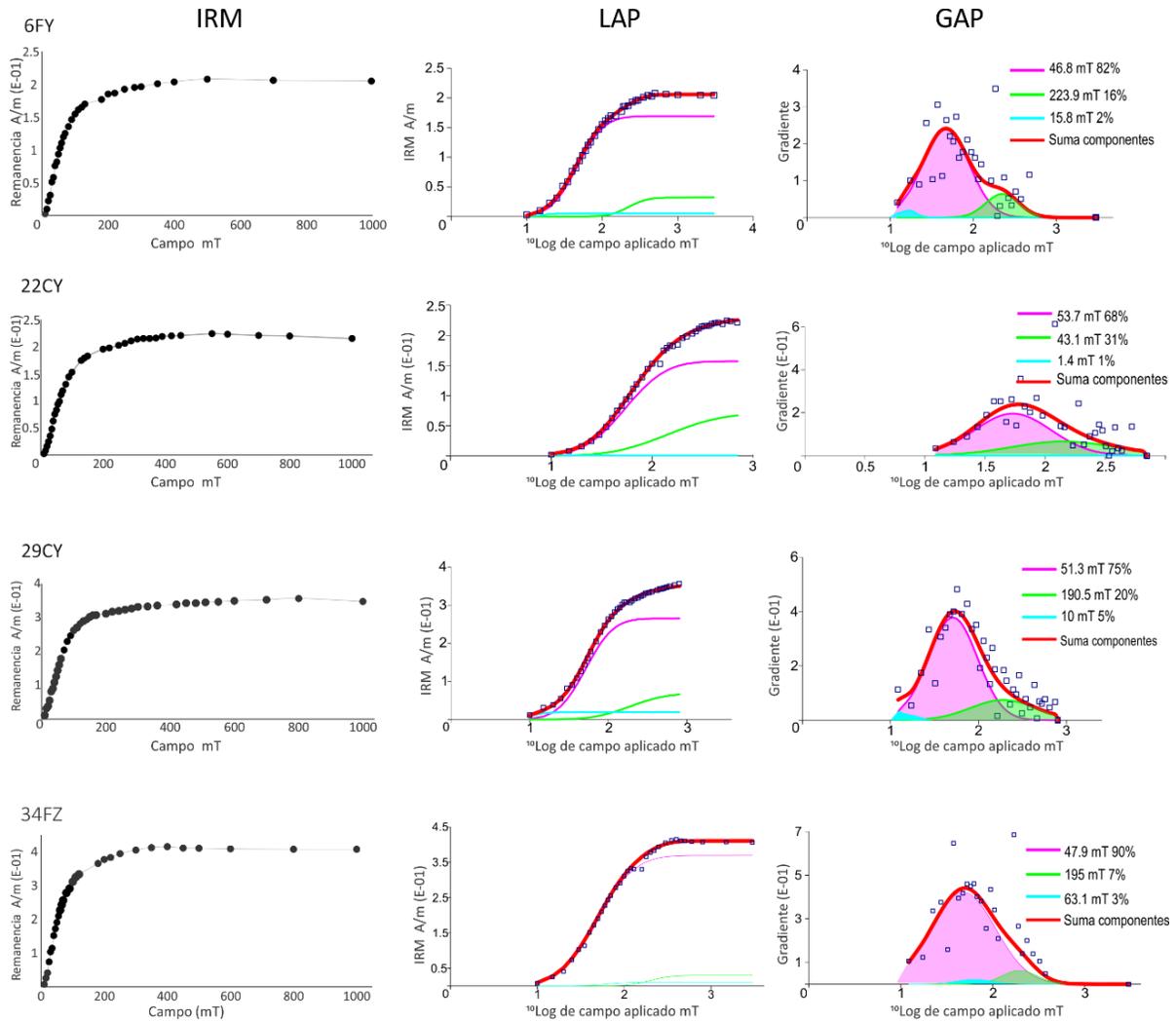
### 4.2.1 Magnetización remanente isotérmica (IRM)

Los resultados de desmagnetización sugieren que la remanencia magnética es portada por un mineral de moderada a baja coercitividad. Para confirmar esto se incluyeron, entre otras pruebas, curvas de adquisición de remanencia isotérmica IRM (Fig. 13). Se usaron muestras de sitios que presentaron diferentes comportamientos de desmagnetización; sin embargo, las curvas de adquisición muestran que casi todos se saturan con inducciones  $\sim 300$  mT, esto confirma la fase de magnetita o titanomagnetita como el mineral magnético dominante. En algunas muestras, como 29CY (facies fina) y 22CY (Fig. 13) hay un pequeño incremento en la remanencia entre 300 y 1000 mT sugiriendo un aporte de una fase de alta coercitividad (hematita) resultado de oxidación de magnetita o de un mineral ferromagnético.

Para cuantificar e identificar las contribuciones de las diferentes fases magnéticas se muestra las curvas de adquisición de IRM modeladas (Kruiver *et al.*, 2001). Todas las curvas presentan 3 componentes: Uno dominante de coercitividad alrededor de  $H_{1/2} = 50$  mT con una abundancia entre el 70 y 90% correspondiente a magnetita (Fig. 14), un segundo componente de alta coercitividad interpretado como hematita (entre el 7 y 30%) y un pequeño aporte  $<5\%$  de otra fase posiblemente magnetita de baja coercitividad ( $H_{1/2} = 15$  mT).



**Figura 13.** Curvas de IRM normalizadas para sitios seleccionados, las muestras tienen comportamientos similares y se saturan aproximadamente entre 300 y 400 mT.

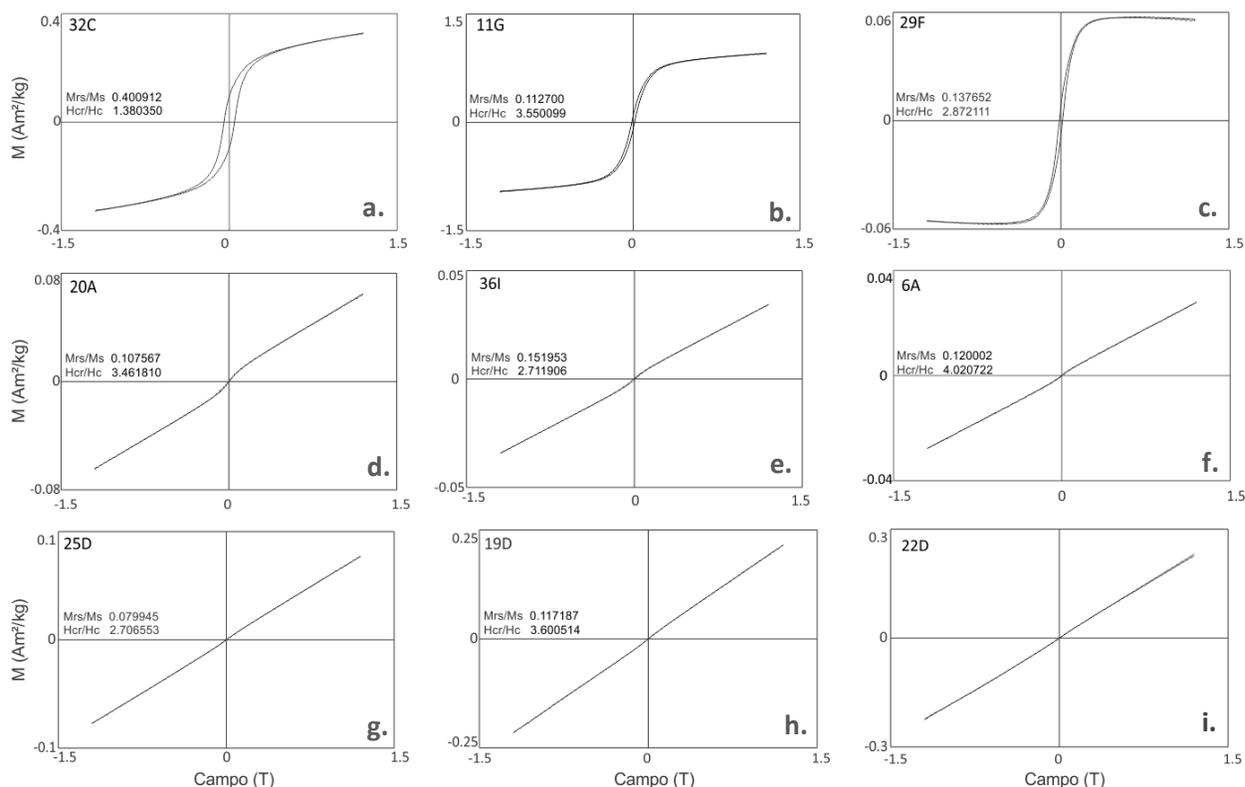


**Figura 14.** Muestras representativas del análisis de componentes (Kruiver *et al.*, 2001). Diagrama de Magnetización remanente (IRM), diagrama de adquisición lineal (LAP) y diagrama de adquisición de gradiente (GAP) indicando cada uno de los componentes modelados, cuadrados representan los datos obtenidos.

## 4.2.2 Histéresis

Curvas de adquisición de histéresis representativas son mostradas en la Figura 15, corregidas por masa y sin corrección paramagnética; cabe aclarar, que los parámetros descritos a continuación y presentados en la Tabla 2 se indican después de la corrección por contribuciones paramagnéticas. Las muestras presentan comportamientos similares entre sí, con variaciones en la apertura de la curva. Las fuerzas de coercitividad son bajas ( $H_c < 20$  mT), bajos valores de coercitividad de remanencia (entre 30 y 50 mT), excepto la muestra 32 ( $H_{cr} = 66.49$ ). La  $M_s$  varía entre  $7.99 \times 10^{-1}$  y  $1.05 \times 10^{-3}$  Am<sup>2</sup>/kg.

Se distinguen 3 grupos de muestras en términos de geometría. El primer grupo presenta curvas de histéresis con mayor apertura en la curva, es decir, mayor fuerza coercitiva (Fig. 15a-c), y corresponde a los sitios de mayor susceptibilidad (Fig. 15a y b), excepto el sitio 29 (Fig. 15c), que es un cuerpo de facies microcristalinas y es de baja susceptibilidad. Para el sitio 32, su mayor fuerza coercitiva y forma “rectangular” indica partículas SD de magnetita (Evans & Heller, 2003).



**Figura 15.** Curvas de ciclos de histéresis de muestras representativas con los radios de los parámetros, ( $M_{rs}$ ) saturación de remanencia, ( $M_s$ ) saturación de magnetización, campo coercitivo ( $H_c$ ), campo coercitivo de remanencia ( $H_{cr}$ ). Las gráficas se presentan después de la corrección por masa.

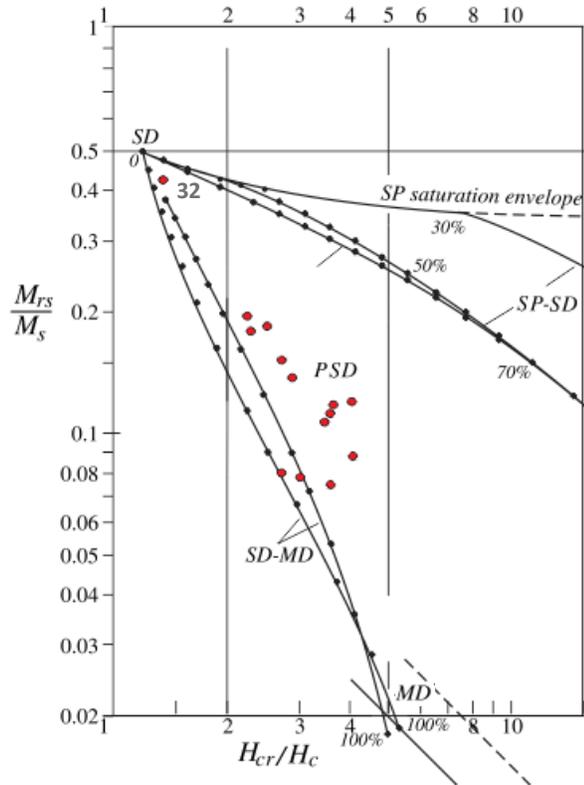
El segundo grupo tiene curvas en forma de sigmoide con poca apertura y fuerza coercitiva menor (Fig. 15d-f), lo que indica predominancia de paramagnéticos, y una pequeña fracción de magnetita de grano grueso posiblemente multidominio (MD) (Evans & Heller, 2003).

El último grupo exhibe casi en su totalidad comportamiento paramagnético (Fig. 15g-i), en algunos de estos sitios no fue posible medir magnetización remanente (7, 9, 22), y la recta que se ajusta a la curva de histéresis tiene un coeficiente de regresión cercano a 1 ( $R=0.9999$ ).

Los parámetros de  $M_{rs}/M_s$  vs  $H_{cr}/H_c$  se representan en el diagrama de Day (Day *et al.*, 1977; Dunlop, 2002), y los datos de las muestras se ubican en el área correspondiente al dominio pseudo sencillo (PSD), a excepción del sitio 32 que está en el límite con dominio sencillo (SD). Probablemente lo que se refleja en la gráfica es la mezcla de partículas MD y SD, confirmado por resultados de la variación

de la susceptibilidad a baja temperatura y de IRM donde hay coercitividad media, las cuales sugieren presencia de magnetita multidominio (Fig. 16) (Tabla 2).

**Figura 16.** Dayplot (Day *et al.*, 1977 modificado por Dunlop, 2002). Se grafican los radios de los parámetros  $H_{cr}/H_c$  vs  $M_{rs}/M_s$  obtenidos de las curvas de histéresis. La mayoría corresponde a dominio pseudo sencillo PSD, excepto el sitio 32 que se aproxima a la zona de dominio sencillo, y los sitios 25 y 16 ubicados en el límite entre SD-MD. Posiblemente se ilustra el efecto de mezcla de partículas (SD) y (MD).



**Tabla 2.** Muestras medidas con los parámetros obtenidos de las curvas de histéresis, ( $M_{rs}$ ) saturación de remanencia, ( $M_s$ ) saturación de magnetización, campo coercitivo ( $H_c$ ), campo coercitivo de remanencia ( $H_{cr}$ ) después de la corrección por contribución paramagnética.

Espécimen	$M_s$ (Am <sup>2</sup> /kg) (10 <sup>-3</sup> )	$M_r$ (Am <sup>2</sup> /kg) (10 <sup>-3</sup> )	$H_c$ (mT)	$H_{cr}$ (mT)	$M_r/M_s$	$H_{cr}/H_c$
6A	1.05	12.6	10.84	43.57	0.12	4.02
10A	7.26	54.6	10.89	38.91	0.07	3.57
11G	799	901	12.64	44.87	0.12	3.55
13A	45	80.1	13.61	30.97	0.18	2.27
16E	2.64	19.8	9.48	28.86	0.07	3.04
19A	3.22	37.7	11.64	41.92	0.12	3.60
20A	6.02	64.8	10.36	35.87	0.11	3.46
23F	1.52	29.6	16.29	36.33	0.19	2.23
25D	1.95	15.6	11.94	32.33	0.08	2.71
28A	14.2	12.5	9.35	37.63	0.08	4.03
29F	59	81.3	14.68	42.18	0.14	2.87
32C	238	956	48.16	66.48	0.41	1.38
34F	1.38	25.4	18.04	45.03	0.18	2.49
36I	1.93	29.3	15.64	42.39	0.15	2.71

## 4.3 ANISOTROPÍA DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA

### 4.3.1 Parámetros escalares de AMS

El rango de valores de la susceptibilidad magnética media comprende valores mayores a  $0.016 \times 10^{-4}$  y menores a 20 SI, con un promedio de  $2.7 \times 10^{-4}$  SI. Sin embargo, la mayoría de los sitios tiene valores entre  $1 \times 10^{-4}$  SI y  $2 \times 10^{-4}$  SI, como se ve en el histograma de frecuencias (recuadro de Fig. 17), solo 2 sitios presentan valores por encima del promedio  $10.5 \times 10^{-4}$  SI (sitio 20) y  $19.9 \times 10^{-4}$  SI (sitio 11), y 6 sitios son un orden de magnitud menor. Entre los sitios con baja susceptibilidad están los diques o facies finas que contienen menor porcentaje de biotita, indicados en el mapa de contornos de susceptibilidad (Fig. 17). Aunque es difícil identificar una relación espacial de los valores de susceptibilidad, podemos observar que los valores más altos se localizan cerca al borde occidental.

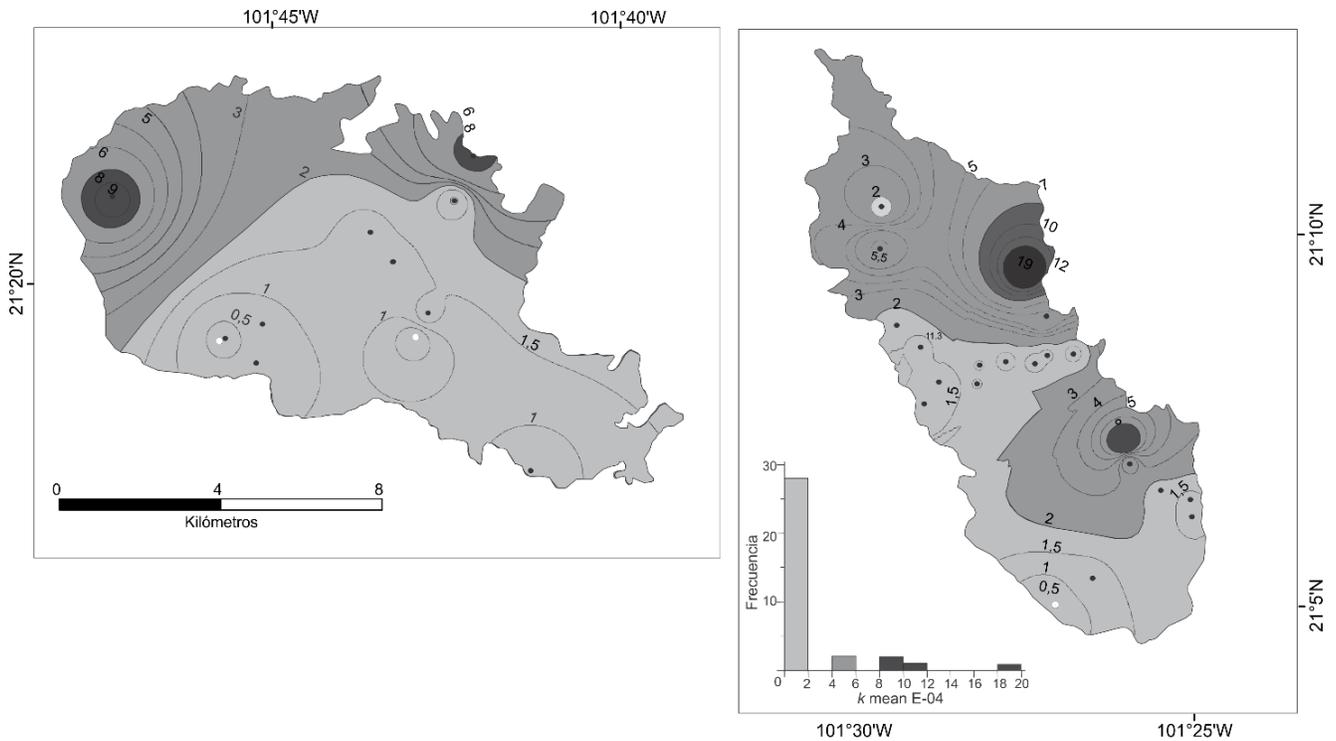
Estos valores bajos de susceptibilidad obtenidos sugieren que la contribución ferromagnética ( $k_f$ ) es poca, los resultados se encuentran en los rangos teóricos de susceptibilidad dominada por silicatos paramagnéticos portadores de Fe ( $10^{-5}$  -  $10^{-4}$  SI) como la biotita (Tarling & Hrouda, 1993). Aunque es necesario realizar otras pruebas se puede asumir inicialmente, que la susceptibilidad magnética es principalmente el producto de la contribución paramagnética  $k_{para}$ , en menor proporción la ferrimagnética y en mucha menor cantidad diamagnética  $k_{dia}$ , y antiferromagnética  $k_{af}$  (Rochette, 1987).

El grado de anisotropía  $P_j$  es bajo (promedio 1.02), los sitios con menor y mayor susceptibilidad tienen mayor grado de anisotropía (Fig. 18a), incluyendo las facies finas 4 y 29; no se aprecia diferencia significativa entre los datos del lóbulo norte y el lóbulo sur. Por su parte, el parámetro de forma T no tiene relación directa con  $P_j$  (Fig. 18b). La mayoría de los sitios presenta fábrica oblada, exceptuando algunos, principalmente localizados en la parte norte, y ligeramente los sitios más prolados tienen valores bajos de  $P_j$ .

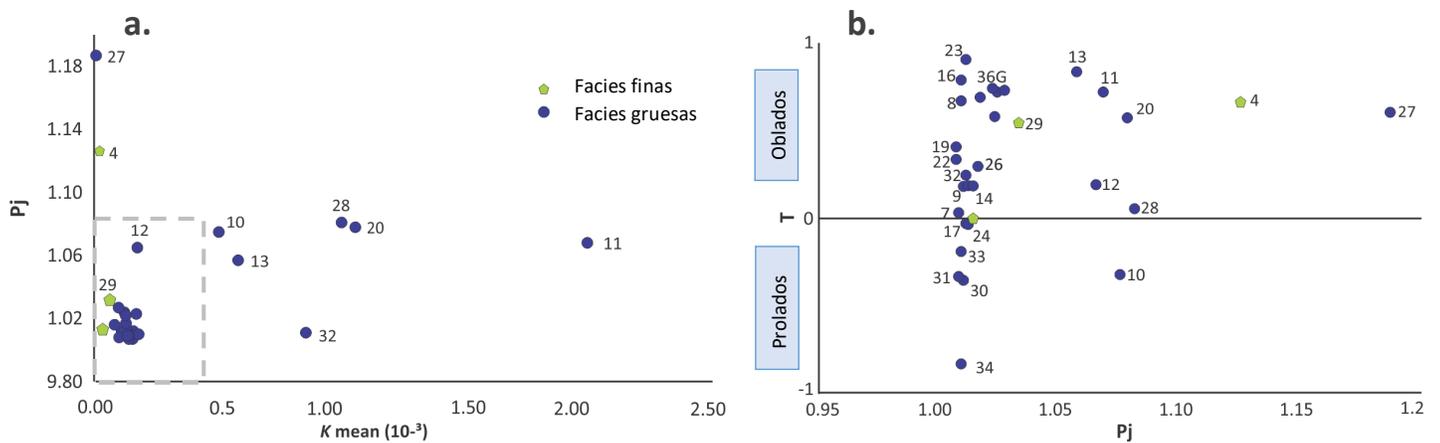
### 4.3.2 Datos direccionales de AMS

En la Tabla 3 se presenta los parámetros obtenidos y las orientaciones de los ejes para los sitios con sus respectivas elipses de confianza. Proyecciones estereográficas con las direcciones de  $k_1$ ,  $k_2$  y  $k_3$  para cada sitio son presentados en la Figura 19.

La orientación de la foliación y lineación magnética se presenta en coordenadas geográficas antes de la corrección por basculamiento regional del plutón, de acuerdo con la evolución estructural regional obtenida por los datos paleomagnéticos, los cuales muestran  $20^\circ$  de basculamiento hacia el NE (explicada más adelante en el capítulo de Discusión y la figura se presenta en el Anexo 2).



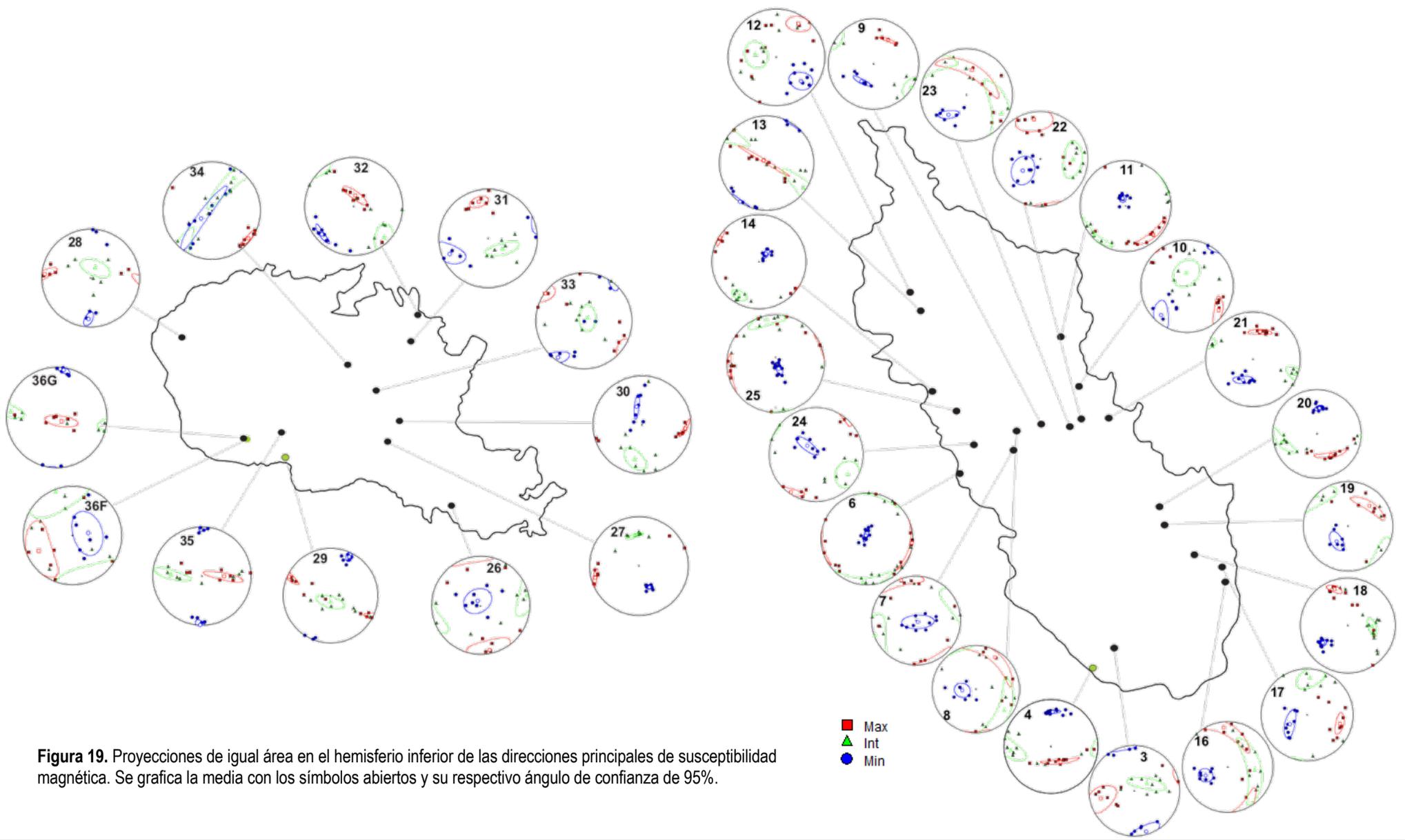
**Figura 17.** Mapa de contornos de susceptibilidad. Los datos están en unidades  $10^{-4}$  SI. Predominan los valores entre 1 y 2 ( $10^{-4}$  SI). Los puntos negros indican los sitios de facies granito, los puntos blancos corresponden a diques o facies finas. En el recuadro se observa el histograma de frecuencia de los valores de susceptibilidad media por sitios. La escala es válida para las dos partes del plutón.



**Figura 18.** Diagrama de susceptibilidad media por sitio ( $k$  mean) versus el valor de anisotropía corregido ( $P_j$ ), el recuadro punteado indica el campo correspondiente a comportamiento paramagnético teórico. **b.** Diagrama de grado de anisotropía ( $P_j$ ) vs Parámetro de forma ( $T$ ).

SITIO	N	$K_{\text{mean}}$ ( $10^{-4}$ )	T	Pj	Foliación		Foliación		Elipse de 95%		Lineación		Lineación		Elipse de 95%	
					<i>In situ</i>		<i>Tilt Corrected</i>		confianza		<i>In situ</i>		<i>Tilt Corrected</i>		confianza	
					Azi	Dip	Azi	Dip	e <sub>1</sub>	e <sub>2</sub>	Trend	Plunge	Trend	Plunge	e <sub>1</sub>	e <sub>2</sub>
3	9	1.36	0.470	1.016	253	83	263	41	21	14	256	25	249	74	<b>34</b>	<b>17</b>
4	10	0.10	0.662	1.125	92	63	97	78	12	4	148	58	116	57	<b>34</b>	<b>3</b>
6	14	1.17	0.720	1.024	72	7	121	24	12	4	95	2	276	10	<b>42</b>	<b>4</b>
7	10	1.81	0.273	1.008	216	4	146	21	<b>30</b>	<b>12</b>	340	3	159	5	<b>32</b>	<b>13</b>
8	8	1.47	0.670	1.008	352	28	44	16	15	13	31	16	212	4	<b>52</b>	<b>11</b>
9	7	1.28	0.182	1.010	305	39	296	19	16	4	31	38	34	19	15	2
10	9	4.99	-0.320	1.075	312	74	312	53	<b>27</b>	<b>12</b>	127	16	122	12	23	8
11	10	19.9	0.720	1.068	72	18	104	31	6	3	141	16	135	17	<b>30</b>	<b>4</b>
12	9	1.69	0.192	1.000	223	61	213	63	23	13	33	18	214	2	20	13
13	9	5.78	0.836	1.057	304	90	304	70	14	4	310	83	25	70	<b>54</b>	<b>3</b>
14	9	1.53	0.186	1.012	132	19	134	38	9	4	301	3	303	8	11	4
16	9	1.32	0.789	1.009	339	43	355	26	14	11	354	14	356	1	<b>60</b>	<b>11</b>
17	9	1.29	-0.029	1.011	332	35	351	17	<b>26</b>	<b>9</b>	105	27	98	16	17	8
18	12	1.65	0.580	1.023	325	54	330	34	7	5	340	19	345	10	15	5
19	7	1.49	0.408	1.007	307	25	298	15	19	11	46	34	46	15	<b>33</b>	<b>9</b>
20	11	10.5	0.573	1.078	95	49	103	65	8	5	147	42	129	43	<b>29</b>	<b>5</b>
21	10	1.25	0.185	1.014	295	41	281	22	17	6	14	40	20	22	19	5
22	10	1.35	0.336	1.007	326	37	338	18	<b>27</b>	<b>19</b>	351	17	353	5	26	23
23	7	1.19	0.905	1.011	312	49	311	28	19	7	13	44	20	27	<b>63</b>	<b>12</b>
24	9	1.06	-0.035	1.012	44	22	85	29	24	8	214	4	213	24	20	6
25	12	1.23	0.690	1.017	239	11	165	20	11	5	257	3	257	20	25	5
26	8	0.76	0.297	1.016	60	10	112	28	<b>31</b>	<b>21</b>	168	9	160	21	<b>28</b>	<b>22</b>
27	8	0.02	0.604	1.187	243	40	218	37	4	3	254	9	258	26	13	4
28	6	9.97	0.055	1.081	272	73	266	59	15	6	275	7	278	19	25	5
29	10	0.56	0.543	1.033	115	80	296	82	10	4	295	4	297	11	25	4
30	8	1.74	-0.352	1.010	73	32	94	44	21	4	95	13	273	1	15	3
31	7	0.95	-0.331	1.008	337	73	342	55	<b>29</b>	<b>14</b>	346	24	352	13	14	10
32	10	8.52	0.246	1.011	318	76	319	56	16	5	9	71	27	53	24	7
33	9	1.34	-0.188	1.009	305	83	303	63	22	8	306	2	306	6	18	11
34	9	1.30	-0.829	1.009	322	23	192	4	<b>70</b>	<b>8</b>	127	6	125	3	13	6
35	8	0.93	0.730	1.027	272	90	280	75	12	5	91	53	78	37	<b>36</b>	<b>6</b>
36F	7	0.26	-0.002	1.014	171	29	157	44	<b>37</b>	<b>25</b>	246	25	251	44	<b>43</b>	<b>25</b>
36G	7	1.22	0.742	1.022	98	85	278	79	10	5	129	80	71	67	27	8

**Tabla 3.** Parámetros de la anisotropía de susceptibilidad magnética por sitio. **Sitio, Coordenadas** Latitud y longitud, **N**, número de especímenes usados para el cálculo del elipsoide **Kmean**: susceptibilidad magnética media (unidades SI), **T**: parámetro de forma del elipsoide, **Pj**: grado de anisotropía corregido, **Azimuth y Dip de la foliación** (polo  $k_3$ ), **Tendencia y plunge de la lineación** ( $k_1$ ), se presentan los datos *in situ* y los datos corregidos con el basculamiento obtenido por paleomagnetismo (*tilt corrected*). **Elipse de confianza 95%**, Semiángulos de la elipse de confianza en grados, según Jelinek (1978). En negrilla se resaltan los sitios estadísticos inválidos por presentar un ángulo de confianza mayor  $>25^\circ$ .



**Figura 19.** Proyecciones de igual área en el hemisferio inferior de las direcciones principales de susceptibilidad magnética. Se grafica la media con los símbolos abiertos y su respectivo ángulo de confianza de 95%.

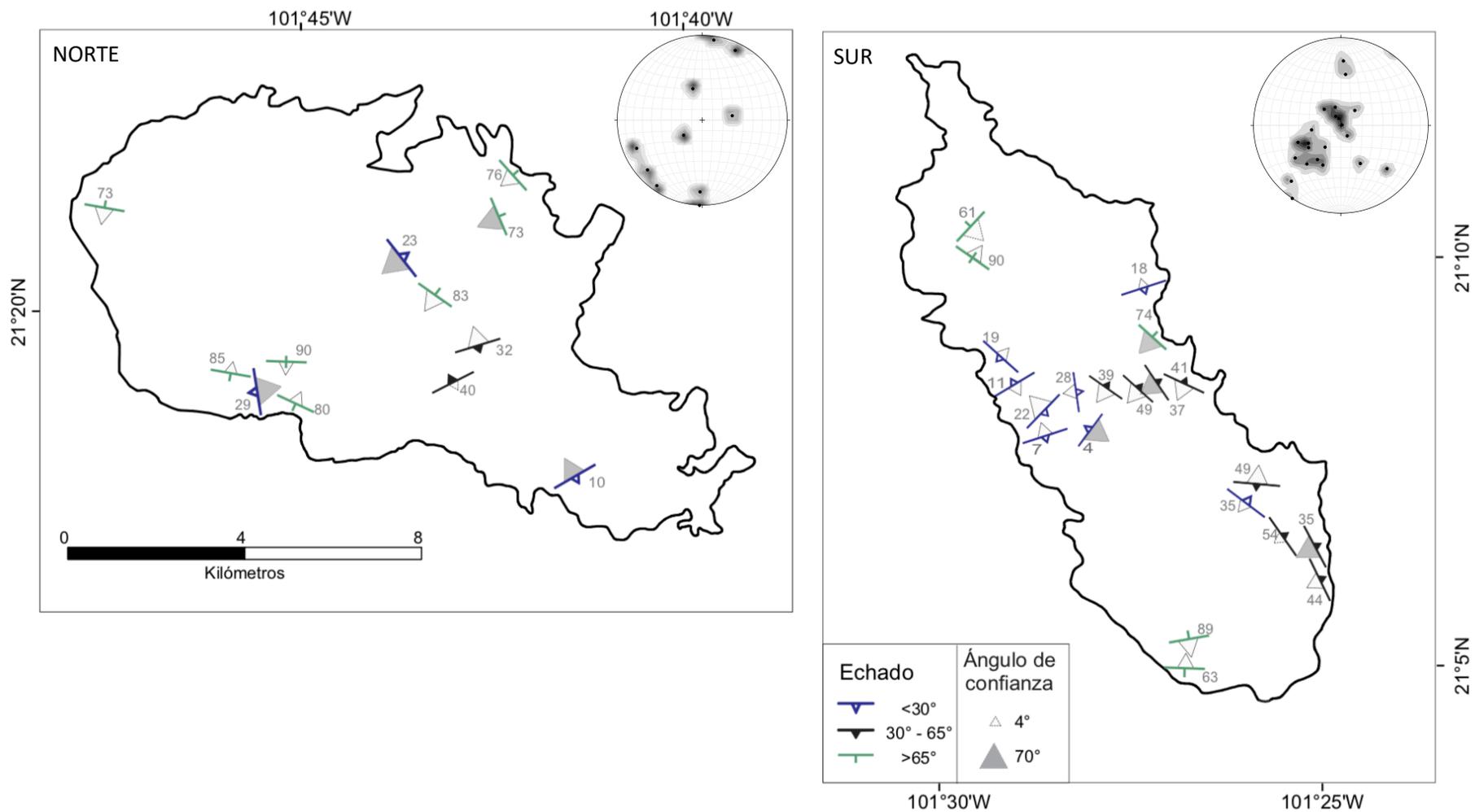
La fábrica está débilmente desarrollada, ya que presenta bajos valores en el grado de anisotropía y en la estadística de Fisher, aunque la fábrica está bien definida, especialmente la foliación (Fig. 19). Las direcciones de la foliación tienden a ser NW-SE, con echados moderados a subverticales. No hay una tendencia preferencial a lo largo de todo el cuerpo, en su lugar se observan variaciones agrupadas por sectores (Fig. 20).

En el lóbulo norte se presentan tendencias de las direcciones de foliación por zonas; al nororiente la dirección de foliación predominante es NW-SE buzando al sur, en el suroriente es NE buzando tanto al norte como al sur; y, en el sur poniente y poniente es casi E-W buzando tanto al norte como al sur. En este cuerpo las inclinaciones predominantes de la foliación son intermedias y en los bordes algunas son subverticales.

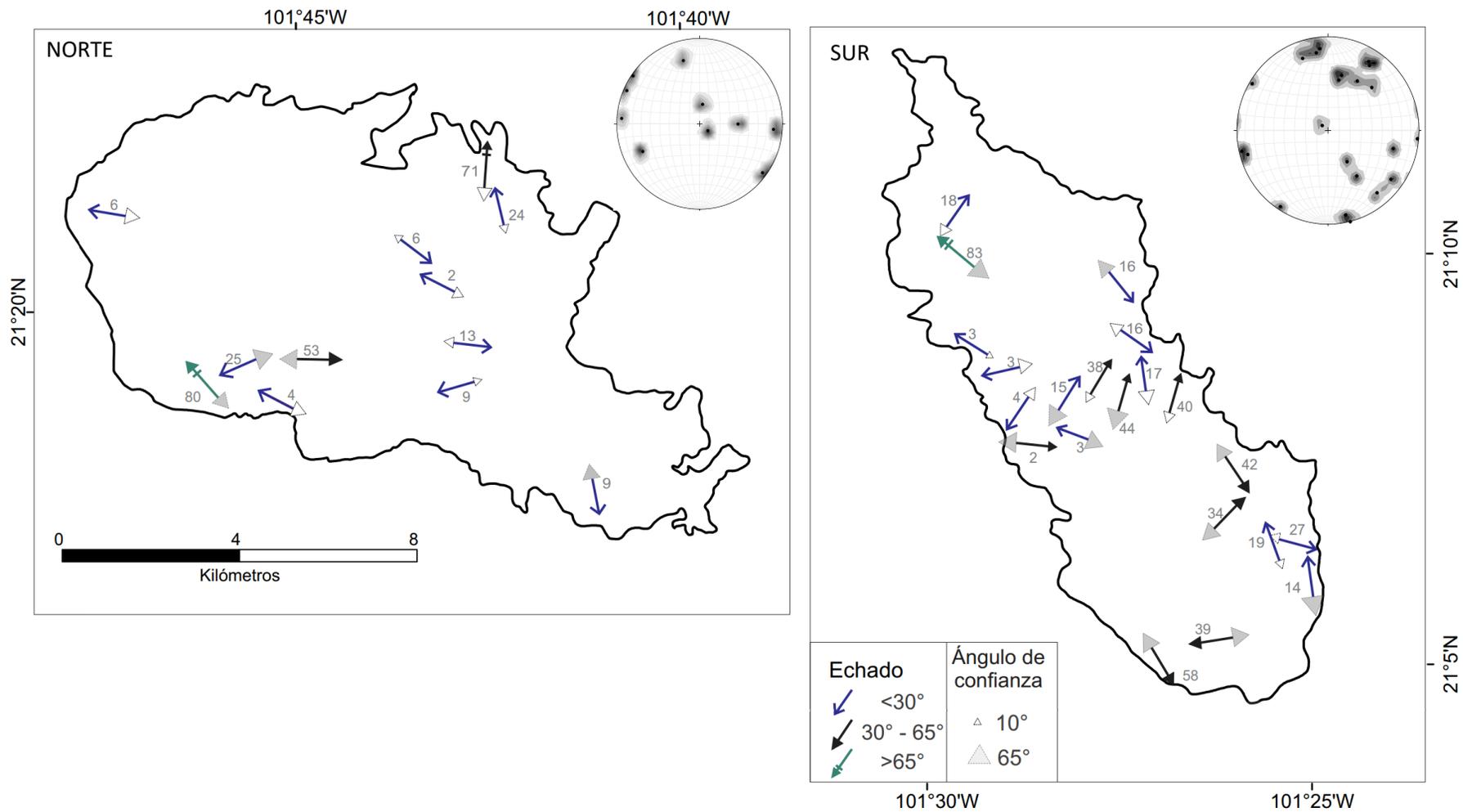
Por su parte, en el lóbulo sur predominan direcciones de foliación con tendencia NW-SE, paralelas a la dirección de las estructuras tectónicas predominantes de la zona. Al centro-oriente, las foliaciones de echado moderado son paralelas a las direcciones de los contactos del plutón. Las foliaciones que son subhorizontales se restringen a la zona centro-occidental del cuerpo, donde varía el azimuth desviándose un poco hacía el E-W.

Finalmente, a menudo se observa que en los bordes del plutón la foliación tiende a ser más inclinada:  $>70^\circ$  y algunas direcciones son paralelas al contacto.

Las lineaciones magnéticas (Fig. 21) tienen mayor grado de incertidumbre que las foliaciones, se observa que para muchos de los sitios los ángulos de confianza son altos ( $>25^\circ$ ) (Tabla 3). Sin embargo, se observan dos orientaciones preferenciales. Una dirección es NW-SE y otra NE-SW; esta última predomina en el lóbulo sur, aunque son variables los echados, muy pocos sobrepasan  $60^\circ$ . En el lóbulo norte predominan las lineaciones subhorizontales o menores a  $30^\circ$ , y con una leve tendencia en las direcciones NW, W.



**Figura 20.** Gráfica de la foliación magnética. El tamaño del triángulo es proporcional al ángulo de confianza mayor, cuando este valor es mayor a 25° se considera que la foliación no es confiable (triángulo sombreado). Inserción superior derecha: contornos de densidad de los polos de la foliación magnética, proyección de igual área para el hemisferio inferior.



**Figura 21.** Gráfica de la lineación magnética. El tamaño del triángulo es proporcional al ángulo de confianza mayor, se consideran los sitios con valores mayores a 25° no confiables (triángulo sombreado). Inserción superior derecha: contornos de densidad de la lineación magnética, proyección de igual área para el hemisferio inferior.

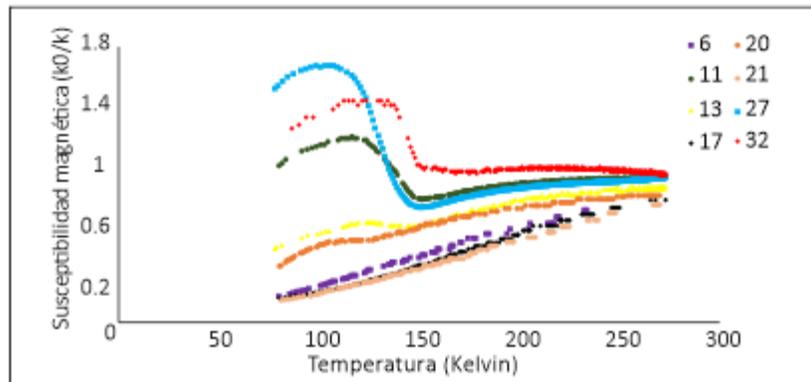
## 4.4 SEPARACIÓN DE FÁBRICA

En este capítulo reportamos los resultados obtenidos por diferentes técnicas, que tienen el objetivo de separar el componente ferromagnético del paramagnético de la fábrica magnética evaluada mediante la AMS. La separación de la fábrica magnética es fundamental, pues su significado cinemático y origen puede ser cuestionable; en virtud que a veces ambos componentes, para- y ferromagnético, pueden tener diferente fábrica, ya sea debido a que su formación se dio en diferentes momentos o estados. Adicionalmente, las fases ferromagnéticas pueden dominar las propiedades a bajo campo aun cuando solo corresponden a un pequeño porcentaje del volumen de la roca (Borradaile & Henry, 1997; Ferré *et al.*, 2004).

En todos los experimentos descritos a continuación, se observaron 3 comportamientos principales: uno ferrimagnético, uno mixto ferrimagnético y paramagnético y un comportamiento paramagnético, que corresponde a la mayoría de los sitios.

### 4.4.1 Susceptibilidad a baja temperatura

La Figura 22 muestra el recíproco normalizado de la susceptibilidad magnética en función de la temperatura para muestras representativas, donde se reconocen 3 comportamientos principales: ferrimagnético, paramagnético y mezcla de ambos.



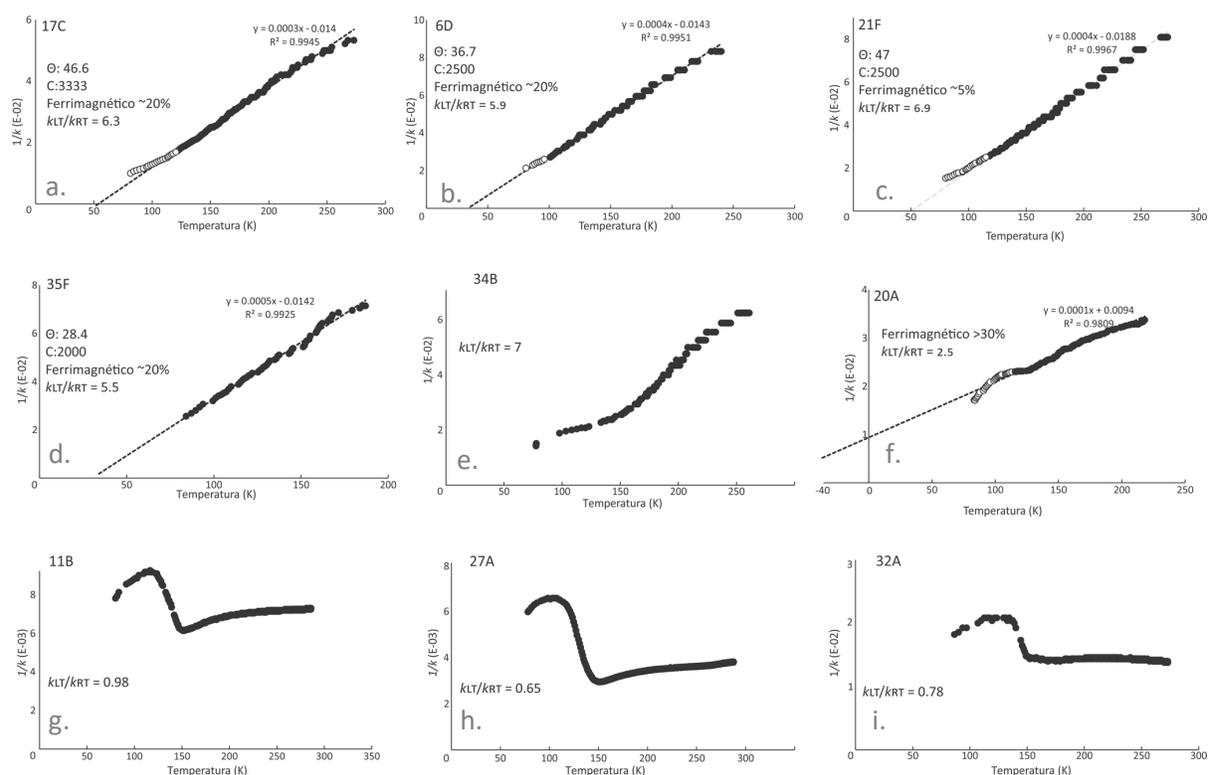
**Figura 22.** Susceptibilidad magnética normalizada ( $k_0/k$ ) en función de la temperatura. Las curvas con predominancia ferromagnética muestran la transición de Verwey y luego son independiente de la temperatura; curvas paramagnéticas ideales corresponden a una línea descrita por la Ley de Curie-Weiss.

La gráfica individual para cada una de las muestras medidas presenta el recíproco de la susceptibilidad  $1/k(T)$  en un rango de temperaturas (Fig. 23), en estas se indica la razón entre la susceptibilidad a baja temperatura y a temperatura ambiente ( $k_{LT}/k_{RT}$ ); hay que tener en cuenta que cuando dicho factor es mayor a 3.8, según Cifelli *et al.* (2012) hay dominancia significativa de los paramagnéticos. El primer grupo (Fig. 23 a-d) muestra una tendencia casi lineal, donde la susceptibilidad magnética inversa obedece la ley de Curie-Weiss, es decir aumento lineal con la temperatura. La línea ajustada presenta coeficientes de regresión R cercanos a 1; los valores de la

temperatura de Curie (varía entre 28 y 50 K) y la constante de Curie, corresponden a los valores teóricos de biotita (Biedermann *et al.*, 2014). En cada gráfica se indica el porcentaje de aporte ferromagnético calculado de acuerdo con Richter & Van der Pluijm (1994), así la temperatura independiente está entre ~95% y 80% de la susceptibilidad normal, y la influencia ferrimagnética es casi despreciable.

El segundo grupo muestra una mezcla de ambas fases (Fig. 23e y f), corresponde a una línea recta a  $T > 180$  y cóncava con transición entre 120 y 150 K. En este grupo es difícil separar el aporte de ambos componentes (paramagnético y ferrimagnético).

Finalmente, hay muestras con comportamiento ferrimagnético (Fig. 23g-i), donde se observa la transición en ~150 K de Verwey (Verwey, 1939; Dunlop & Ozdemir, 2001), el efecto típico de magnetita MD o PSD.



**Figura 23.** Gráficas del recíproco de la susceptibilidad en función de la temperatura. Se diferencian 3 comportamientos, el primero muestra predominancia paramagnética, las muestras siguen la ley de Curie Weiss, un segundo comportamiento con mezcla de ferromagnéticos y paramagnéticos, y finalmente la predominancia de los minerales ferromagnéticos, con presencia de la transición de Verwey, característica de magnetita multidominio. En los recuadros se indican algunos parámetros calculados,  $\Theta$ : Temperatura de Curie aproximada,  $C$ : Constante de Curie aproximada,  $k_{LT}/k_{RT}$ : Radio entre la susceptibilidad medida a 77 K y a temperatura ambiente (297 K).

#### 4.4.2 Cálculo teórico de la susceptibilidad paramagnética

Los resultados se muestran en la Tabla 4, los sitios con valores de susceptibilidad alta tienen mayor porcentaje de contribución ferrimagnética, mientras que sitios como SA26A con baja susceptibilidad medida a bajo campo, tiene menor porcentaje de  $k_{\text{ferri}}$ . Esto reflejaría la contribución de la magnetita a la susceptibilidad *bulk*.

**Tabla 4. Muestra**, sitios reportadas por Stein *et al.* (1994) con su porcentaje en peso atómico de óxidos (**Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>**, **MnO**).  $k_{\text{para}}$  Susceptibilidad paramagnética teórica máxima calculada con la fórmula de Rochette (1987), modificada por Gleizes *et al.* (1993),  $K_{\text{LF}}$  valores obtenidos del mapa de contornos de susceptibilidad,  $K_{\text{ferri}}$ , susceptibilidad ferrimagnética calculada,  $K_{\text{ferri}}(\%)$  Porcentaje de aporte ferrimagnético.

Muestra	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	$K_{\text{para}}$ teórica (10 <sup>-4</sup> )	$K_{\text{LF}}$ (10 <sup>-4</sup> )	$K_{\text{ferri}}$ (10 <sup>-4</sup> )	$K_{\text{ferri}}$ (%)
SA86	2.52	0.06	0.92	6	5.2	82
SS14	2.95	0.05	1.07	4.5	3.6	73
SS20	1.67	0.04	0.63	3.5	3.0	78
SA26A	3.08	0.05	1.12	1.5	0.5	15

#### 4.4.3 Susceptibilidad bajo campos altos

A partir de la curva de histéresis se calculó la susceptibilidad *bulk* a alto campo (Tabla 5). El coeficiente de ajuste lineal usado para el cálculo está entre 0.999 y 1, por lo cual se considera que los segmentos usados están por encima de la saturación ferrimagnética. Hay inconsistencias al comparar la susceptibilidad a alto y bajo campo, asociado posiblemente a diferencias entre los equipos usados en cada medición, por lo cual los valores de susceptibilidad ferrimagnética son usados solo como aproximaciones para separar los comportamientos predominantes en cada sitio, más no como valores reales. Los valores negativos de la diferencia entre la susceptibilidad magnética ( $k_{\text{LF}}$ ) observada y la susceptibilidad de campo alto ( $k_{\text{HF}}$ ) estimada, corresponden a muestras paramagnéticas, valores positivos bajos pero menores que la susceptibilidad total, son las muestra que tienen mezcla de ambos componentes y los valores altos son las muestras donde predomina el componente ferromagnético. Los datos obtenidos de las diferentes técnicas son clasificados en la Tabla 5 de acuerdo con el comportamiento predominante de la fábrica magnética, se incluyen sitios en los que no se hicieron curvas de histéresis, pero se clasificaron con base en mediciones anteriores.

**Tabla 5.** Valores de la susceptibilidad en campo alto.  $R^2$ : Coeficiente de regresión de la línea usada para calcular la susceptibilidad,  $K_{HF}$  Susceptibilidad calculada a campo alto,  $K_{LF}$  Susceptibilidad medida campo bajo,  $K_{FERRI}$  Diferencia de la susceptibilidad en campo alto y bajo. **Comportamiento.**

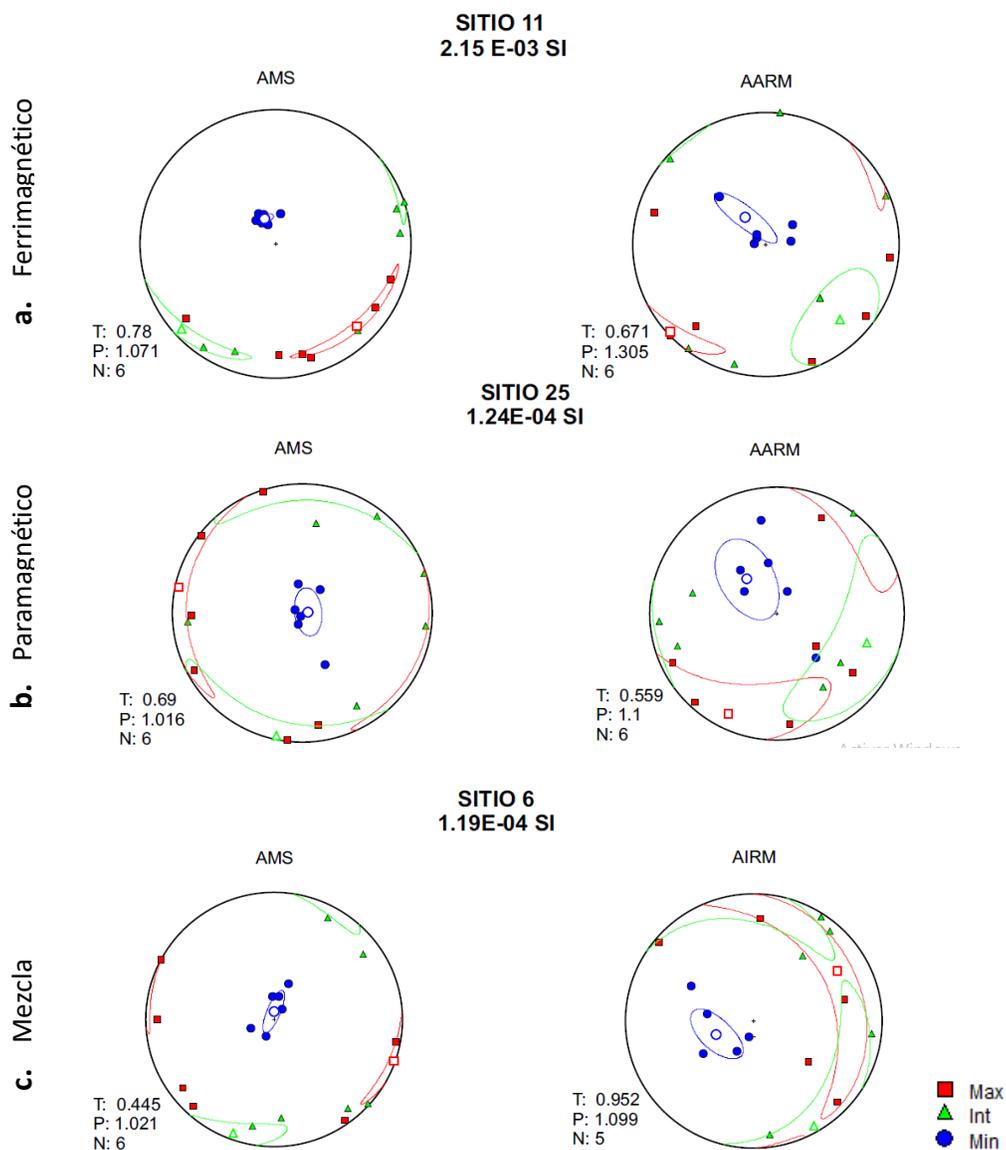
SITIO	$k_{HF}$ ( $10^{-4}$ )	$R^2$	$k_{LF}$ ( $10^{-4}$ )	$K_{FERRI}$ ( $10^{-4}$ )	Comportamiento
34F	2.0	1	1.20	-0.80	Paramagnético
25D	2.0	1	1.26	-0.74	
22D	6.0	1	1.30	-4.70	
19A	6.0	1	1.60	-4.40	
17A	5.0	1	1.25	-3.75	
23F	4.0	1	1.29	-2.71	
7B	4.0	1	1.39	-2.61	
33B	4.0	1	1.39	-2.61	
17D	4.0	1	1.43	-2.57	
9D	4.0	1	1.46	-2.54	
7F	3.0	1	1.44	-1.56	
16E	3.0	1	1.44	-1.56	
8,12,14,18 21,31,31					
6A	8.0	0.999	1.24	0.44	Mezcla
6E	0.7	0.997	1.15	0.45	
36I	0.9	0.999	1.27	0.37	
10A	7.0	1	8.02	1.02	
13A	5.0	1	6.20	1.15	Ferromagnético
20A	2.0	0.999	3.00	1.00	
32C	2.0	0.991	8.37	6.37	
28A	2.0	0.999	10.80	8.80	
11G	4.0	0.992	14.3	10.30	
29F	-	-	0.85	0.85	
26,27					

#### 4.4.4 Anisotropía de la remanencia

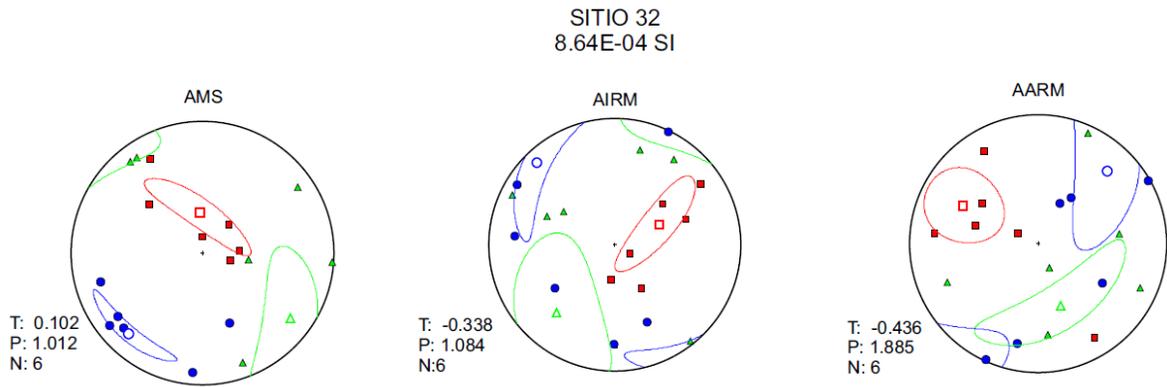
La anisotropía de la remanencia anhistérica (AARM) y anisotropía de la remanencia isotérmica (AIRM) muestra la fábrica dominada solo por los minerales ferromagnéticos (*s.l.*), aunque los resultados obtenidos tienen cierto grado de incertidumbre asociado a los equipos y a posibles imprecisiones en las posiciones de los especímenes en cada medida, los resultados son confiables.

Las orientaciones de los ejes principales de AARM y AMS de los elipsoides para las muestras son similares (Fig. 24a-c), incluyendo sitios ferrimagnéticos, paramagnéticos y de mezclas. Para todos los sitios aumenta el grado de anisotropía porque la anisotropía intrínseca es más alta para la remanencia de los minerales ferromagnéticos comparada con su susceptibilidad magnética. El parámetro T es menos oblado pues desaparece la influencia de biotita. Aunque hay una pequeña oblicuidad, la

foliación definida por la AMS y ARM mantiene una buena correspondencia, a veces se intercambia la posición entre el eje máximo y el intermedio probablemente debido a la fábrica oblada acompañada de la fábrica de magnetita. Por lo tanto, podemos decir que las fábricas son coaxiales. Para un sitio no fue posible obtener resultados (32), ya que los resultados de las mediciones son muy dispersas tanto en AARM como AIRM (Fig. 25).



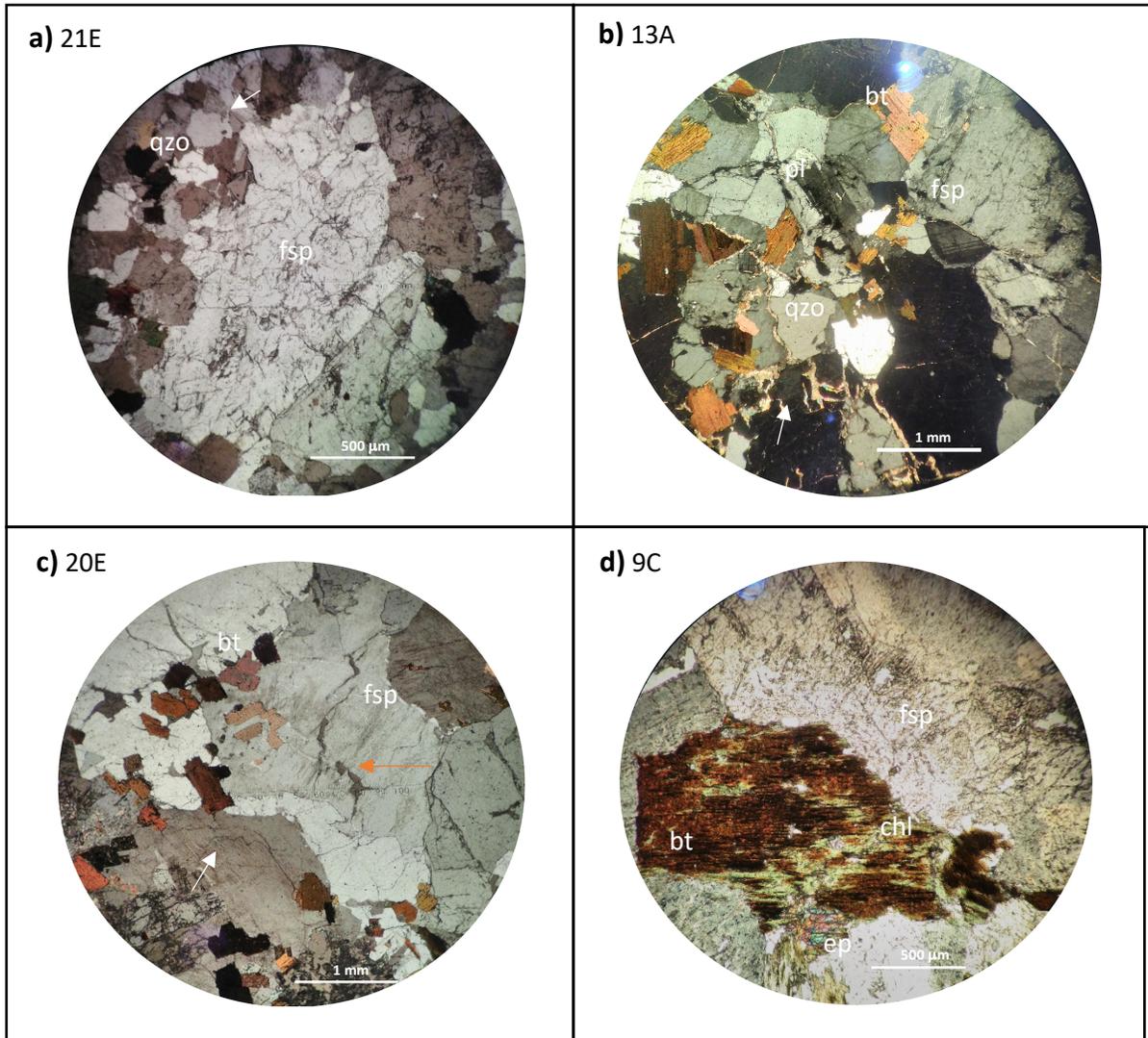
**Figura 24.** Proyecciones de igual área de las direcciones principales de AMS y ARM para sitios seleccionados. Se grafica la media con símbolos abiertos y su respectivo ángulo de confianza de 95%.



**Figura 25.** Estereogramas (hemisferio inferior) de las direcciones principales de AMS y AARM para sitio 32, el cual tiene alta susceptibilidad y posible fábrica inversa.



opacos que ocurren como accesorios, además de apatito y zircón, en solo una muestra se observó calcita (9).

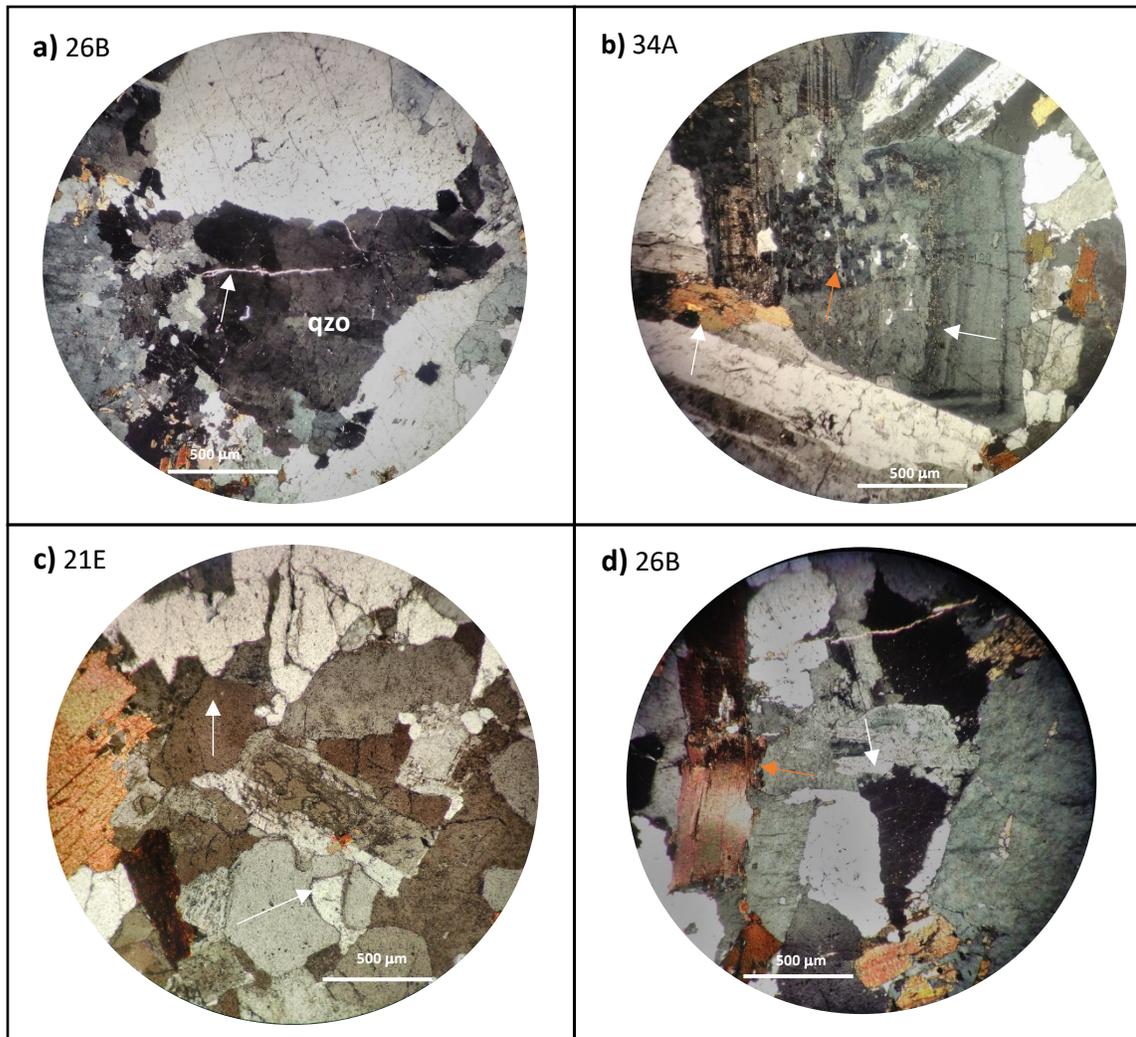


**Figura 27.** Imágenes de secciones delgadas con microestructuras, deformaciones y alteraciones, nicoles cruzados. a. Textura inequigranular feldespato potásico con maclas de Carlsband, mosaico de cuarzo con bordes irregulares. b. Sericita en bordes de cristales y rellenando algunas fracturas. Texturas ígneas preservadas como maclas polisintéticas. c. Texturas de exsolución micropertitas, fracturas intragranulares rellenas por sílice, sericita reemplazando feldespato, feldespatos corroídos. d. Agregados de biotita cloritizada con epidota y opacos.

Las microestructuras, deformaciones y alteraciones varían entre las muestras, algunas presentan abundancia en alteraciones como sericita y clorita (Fig. 27 b – d, Sitios 9, 13, 34), otras conservan las texturas ígneas (Sitios 9 y 21), mientras que otras presentan sobreimposición de texturas de deformación (Fig. 28, Sitio 26 y 34). En la literatura se describen las texturas que permiten diferenciar entre origen magmático y sólido (Paterson *et al.*, 1998; Blenkinsop, 2000; Vernon, 2004), algunas de estas texturas son tema de debate, ya sea porque no se ha comprobado su origen o porque pueden ser producto de diferentes procesos.

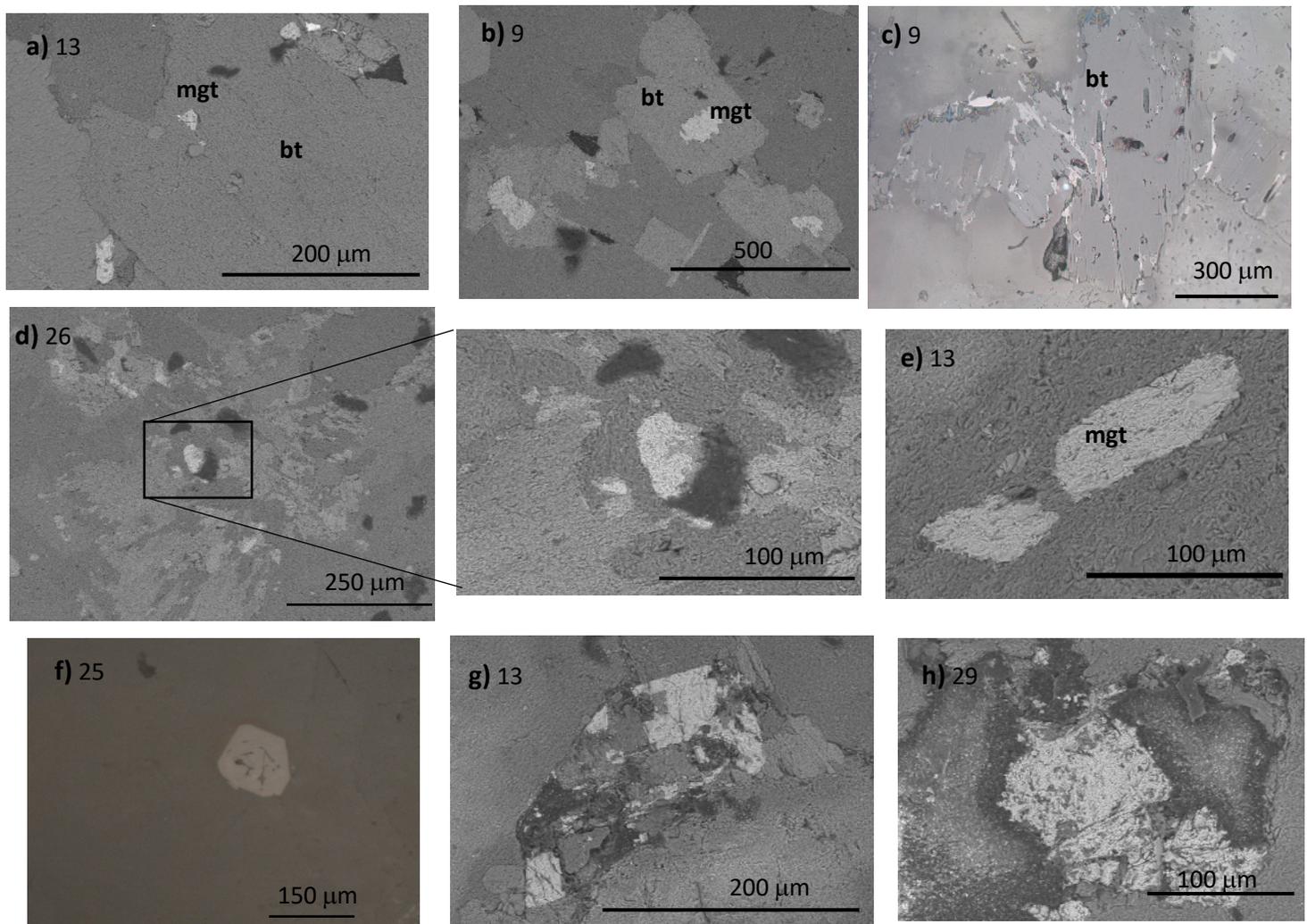
Aquí se resumen las texturas determinantes usadas para hacer la diferenciación del origen de la fábrica magnética. La mayoría de las reacciones de desequilibrio en las muestras están asociadas a cuarzo, entre estos hay contactos suturados, lobados y en cúspide (Fig. 28c), e intercrecimiento micrográfico. Abundan pequeños granos de cuarzo recristalizados dinámicamente por reducción de tamaño de grano, extinción ondulante (Fig. 28a) y desarrollo de subgranos, en algunas muestras fue observada extinción ondulante con patrón de tablero de ajedrez.

Respecto a texturas en los feldespatos se observan mosaicos poligonales con menores tamaños y segregaciones en los bordes, sumado a recristalización de feldespato en los bordes. Los cristales de feldespato potásico presentan extinción moderada ondulante, patrón tablero de ajedrez (Fig. 28b) y presencia de mirmequita. Finalmente, aunque en menor cantidad, hay plagioclasas y biotitas dobladas, lo que sugiere que están deformadas (Fig. 28c y d).



**Figura 28.** Imágenes de secciones delgadas con microestructuras y texturas de deformación, nicols cruzados. **a.** Subgranos de cuarzo, extinción ondulatoria, extinción en tablero de ajedrez, fracturas rellenas de sericita. **b.** Maclas deformadas, posiblemente deformación plástica, acompañada de extinción tablero de ajedrez y subgranos. **c.** Subgranos de cuarzo con contactos lobados, en cúspide e irregulares. **d.** Biotita deformada, bordes lobados y bahías.

Se analizaron en el microscopio mineralógico (luz reflejada) y electrónico de barrido muestras de secciones pulidas y secciones delgadas de los sitios 9, 13, 25, 29 y 34, buscando cubrir variedades en los comportamientos magnéticos y en la distribución de sitios. La abundancia de los óxidos de hierro varía entre las muestras. En general, la magnetita es el principal mineral opaco en el granito tanto en las facies faneríticas, como en las facies finas. Consiste en cristales subhédricos a anhédricos que miden entre <0.1 y 0.3 mm. No se descarta la presencia de magnetita de menor tamaño, pero el Usualmente se encuentra en asociación con la biotita como inclusión o en sus bordes (Fig. 29a – d), en algunas muestras sigue la dirección de sus clivajes (Fig. 29c), en otras presenta habito poligonal con bordes rectos (Fig. 29e y f). En algunas muestras los cristales están deformados, posiblemente presentan oxidación (Fig. 29g y h), mientras que en otros sitios están alterados los minerales en los cuales se encuentran como es el caso de la biotita (Fig. 29d).



**Figura 29.** Imágenes de microscópico electrónico de barrido y de luz polarizada con nicóles paralelos (c y f) de minerales opacos. **a. – c.** Inclusiones de magnetita en biotita. **d.** Biotita alterada con magnetita que posiblemente presenta textura de exsolución. **e. – f.** Magnetita subhedral con bordes rectos. **g. – h.** Magnetita alterada. Mgt: magnetita, bt:biotita.

## 5. DISCUSIÓN

### 5.1 PALEOMAGNETISMO

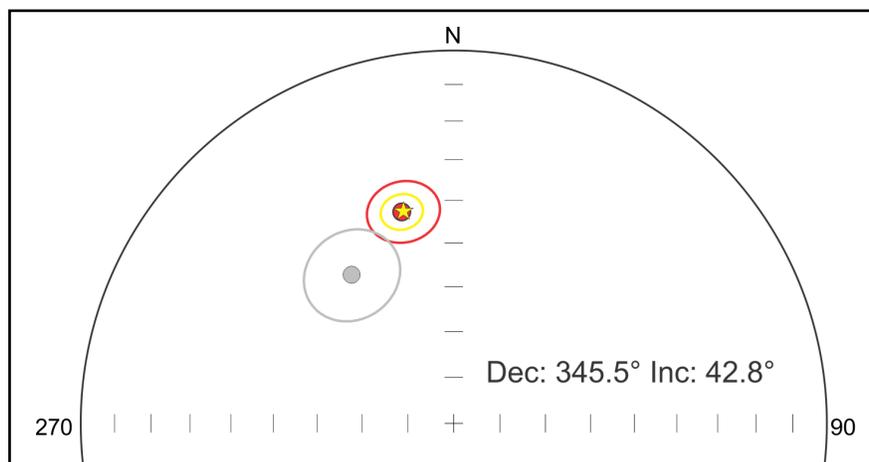
Las propiedades identificadas mediante las curvas de histéresis y de IRM del Granito de Comanja, indican que el principal portador del magnetismo remanente es magnetita de baja a moderada coercitividad de granulometrías PSD, y en menor cantidad magnetita SD (Fig. 13-15). Los bordes rectos de granos individuales de magnetita, algunos con habito poligonal y su relación cercana con la biotita (Fig. 29), sugieren que la magnetita cristalizó en el magma más o menos al mismo tiempo que los minerales máficos, por lo cual la ChRM es considerada magnetización primaria de origen termal. Si bien es cierto que hay minerales secundarios, como magnetita asociada a biotita cloritizada (Fig. 27d), y una pequeña cantidad de hematita producto de la oxidación de magnetita, estos son interpretados como minerales secundarios que no son portadores de la magnetización característica. De esta forma, aunque el proceso de magnetización puede ser más complejo que termoremanente, las direcciones paleomagnéticas son aún representativas del campo termomagnético en el momento del enfriamiento por debajo de la temperatura de Curie o poco después. Las remagnetizaciones se restringen a los sitios con direcciones dispersas, probablemente de origen isothermal, y fueron descartados para el cálculo de la dirección media.

La dirección media obtenida Dec= 325.5°, Inc= 50° (N= 12 sitios) es discordante con respecto a la media esperada Dec= 346.6°, Inc = 41.2°, de acuerdo con el polo de referencia de Torsvik *et al.* (2012) (Fig. 12). Se descarta que esta discordancia pueda deberse a un insuficiente número de sitios para lograr el promedio de la variación paleosecular, ya que hay presencia de dos polaridades en dos sitios y la dispersión angular es aceptable para la paleolatitud (S=22.4°). La media se considera confiable teniendo en cuenta las estadísticas y el tiempo de enfriamiento del granito ~3 My (Olmos-Moya, 2018; Nieto-Samaniego *et al.*, 2019). Esto soporta la idea de que el granito registró la variación paleosecular y puede usarse para interpretaciones tectónicas.

Respecto a la discordancia paleomagnética, al restaurar la posición del granito 20° sobre un eje horizontal N45W, paralelo a las estructuras mayores de la zona con tendencia NW-SE, sin un componente lateral significativo, obtenemos coincidencia entre la media restaurada (Dec= 345.5°, Inc=42.8°) y la esperada (Fig. 30) Por lo tanto, un basculamiento al noreste puede explicar la aparente rotación e inclinación del granito.

La rotación del plutón sobre un eje vertical no explicaría la dirección discordante, ya que en la zona predominan fallas normales, aunque en la Mesa Central y en la Sierra de Guanajuato se han registrado fallas laterales (*e.g.* Tristán-González *et al.*, 2009; Ángeles-Moreno *et al.*, 2017; Ángeles-Moreno 2018). Andreani *et al.* (2014) reportan que las fallas normales que cortan unidades volcánicas del Eoceno Tardío al Oligoceno Temprano en la Sierra de Guanajuato tienen además evidencia de

estrías oblicuas y subhorizontales lo que soporta la idea de rotaciones antihorarias de bloques en la Sierra de Guanajuato, aunque esta hipótesis ya había sido cuestionada por González-Naranjo *et al.* (2012). Sin embargo, no se descarta que las fallas laterales pudieron haber acomodado algo del basculamiento.



**Figura 30.** Dirección media del Granito de Comanja antes (círculo gris) y después de corrección tectónica (círculo rojo). La estrella es la dirección media esperada para el Eoceno de acuerdo con Torsvik *et al.* (2012). Después de una restauración de 20° de basculamiento hacia el noreste sobre un eje horizontal N45W la media calculada coincide con la media esperada.

La media total está basada en muestras de una sola polaridad, excepto en dos sitios (17 y 25) donde ambas polaridades se registran, así la ChRM puede estar sesgada, por lo cual el valor estimado de basculamiento ( $\sim 20^\circ$ ) es considerado como un valor aproximado. Las limitaciones en los resultados obtenidos comprenden, además, la baja intensidad del magnetismo remanente en el granito y el número restringido de resultados a 12 sitios, siendo más escasos al norte del cuerpo (1). No obstante, el basculamiento coincide con el rango de las inclinaciones ( $55^\circ$ - $23^\circ$ ) hacia el NE en capas del Conglomerado Duarte de acuerdo con Miranda-Avilés *et al.* (2016).

### 5.1.1 Implicaciones tectónicas y paleogeográficas

El tiempo del basculamiento está relativamente constreñido por las mesetas ubicadas en la Sierra de Guanajuato; cuya superficie está cubierta por ignimbritas Oligocenas subhorizontales (Fig. 31). Las rocas de la Mesa de Santiago en la literatura son descritas como mesetas y de basaltos y andesitas y su edad es Miocena (Ángeles-Moreno, 2018). En algunos sectores la Ignimbrita Alfaro y la Ignimbrita Cuatralba que tiene una edad de  $28 \pm 0.7$  Ma (Nieto-Samaniego *et al.*, 1996), se encuentran basculadas al NE (Ángeles-Moreno, 2018). Por lo tanto, el basculamiento debió haber ocurrido antes del Mioceno.

El basculamiento del Granito de Comanja podría estar ligado al depósito sintectónico de los conglomerados rojos eocénicos que afloran cerca de la zona de estudio y a lo largo de la Mesa Central. Estos conglomerados presentan echados con inclinaciones que disminuyen hacia el techo,

evidenciando fallamiento sinsedimentario (Aranda-Gómez & McDowell, 1998; Miranda-Avilés *et al.*, 2016). Varios autores coinciden con que durante su depósito había actividad tectónica extensional, en cercanías tanto al Conglomerado Duarte (Miranda-Avilés *et al.*, 2016; Ángeles-Moreno, 2018), como al Conglomerado Guanajuato (Aranda-Gómez & McDowell, 1998; Nieto-Samaniego *et al.*, 2015, Puy-Alquiza *et al.*, 2017). Cambios en las direcciones de las paleocorrientes, en la composición de los clastos, y en la geometría e inclinación de los estratos sugieren que pulsos de actividad tectónica levantaron bloques en la zona (Aranda-Gómez & McDowell, 1998; Miranda-Avilés *et al.*, 2016; Puy-Alquiza *et al.*, 2017). En la Tabla 6 se resumen algunas referencias que proporcionan los datos reportados que reflejan las condiciones mencionadas.



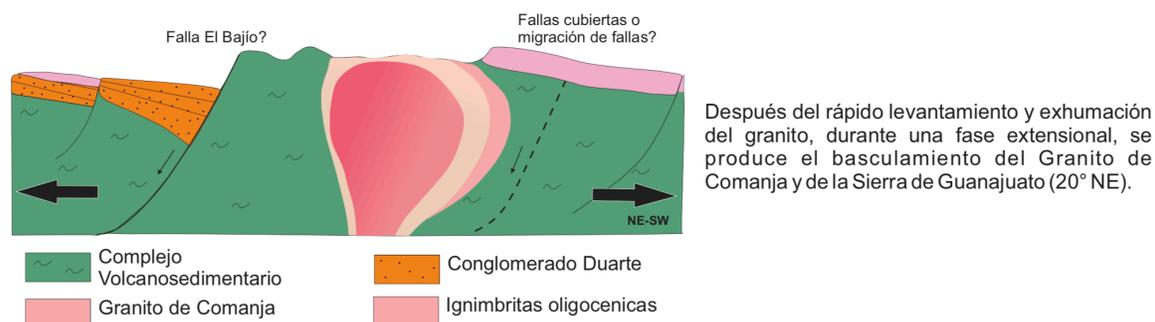
**Figura 31.** Panorámica de mesetas en la Sierra de Guanajuato, cerca al cuerpo Norte del Granito de Comanja.

**Tabla 6.** Recopilación de datos de los conglomerados rojos eocénicos en cercanías a la Sierra de Guanajuato que reflejan actividad tectónica extensional, subsidencia y levantamiento de bloques.

Unidad	Paleocorrientes	Bascamiento	Interpretación	Autor
<b>Conglomerado Guanajuato miembro inferior miembro superior</b>		Promedio (35-20°) NE, ENE	Cambio en el área fuente, diferentes pulsos extensionales.	Aranda-Gómez & McDowell (1998)
<b>Conglomerado Guanajuato miembro inferior</b>	SW 10°-40° SE 10°-50°	NE	Subsidencia, levantamiento de bloques	Miranda-Avilés <i>et al.</i> (2016)
<b>miembro superior</b>	SW 40°-80°	ESE		
<b>Conglomerado Guanajuato miembro inferior miembro superior</b>	SE SW		Subsidencia, levantamiento de bloques	Puy-Alquiza <i>et al.</i> (2017)
<b>Conglomerado Duarte (miembro inferior)</b>	SW 20°-65° SE 15°-40°	Promedio (23- 55°NE) 26°-55° NNE	Bloques levantados NNE Cambio en el área fuente, subsidencia, levantamiento de bloques	Miranda-Avilés <i>et al.</i> (2016)
<b>Conglomerado Duarte</b>		15°-70° Este	Evento extensional Eoceno Temprano, dirección de alargamiento NE40-80° SW	Ángeles-Moreno (2018)

Los conglomerados del Paleógeno en la Sierra de Guanajuato contienen clastos de granito, que pueden corresponder al Granito de Comanja o intrusivos del complejo volcanosedimentario (Ruíz-González, 2015; Miranda-Avilés *et al.*, 2016; Puy-Alquiza *et al.*, 2017), lo que indica que, al momento del depósito de los conglomerados, el granito estaba expuesto y fue afectado por actividad tectónica extensional (Ángeles-Moreno, 2018). A partir de estos datos regionales proponemos como modelo simple para explicar la discordancia en la dirección paleomagnética del Granito de Comanja un basculamiento sincrónico con los conglomerados rojos, a través de fallamiento normal, exhumación y/o colapso gravitacional, en un periodo anterior al Oligoceno Tardío.

Las fallas responsables del basculamiento de dichos conglomerados y por ende del Granito de Comanja no corresponden a las fallas actuales, pues no se ha encontrado evidencia cercana a la Falla El Bajío que soporten su relación como el límite del área fuente (Miranda-Avilés *et al.*, 2016). Las fallas activas en dichos procesos posiblemente están sepultadas por la cubierta volcánica Cenozoica (Miranda-Avilés *et al.*, 2016), o las fallas actuales pueden ser el producto de migración u otra expresión de fallas más antiguas (Fig. 32) (Aranda-Gómez & McDowell, 1998; Miranda-Avilés *et al.*, 2016). Aunque no se descarta que el origen de la Falla El Bajío se remonte al Eoceno (Botero-Santa *et al.*, 2015; Puy-Alquiza *et al.*, 2017). Cabe mencionar que la orientación de las principales vetas del distrito de Guanajuato es también NW-SE.



**Figura 32.** Bloque esquemático del basculamiento del Granito de Comanja

## 5.2 FÁBRICA MAGNÉTICA

### 5.2.1 Significado de la fábrica magnética en el Granito de Comanja

La fábrica magnética es usada para determinar la fábrica interna de granitos, especialmente para aquellos que no tienen texturas mesoscópicas bien definidas, lo cual es difícil o tedioso de obtener por otras técnicas (e.g. Tarling & Hrouda, 1993; Bouchez, 1997; Borradaile & Jackson, 2004). Los resultados de AMS en granitos han sido ampliamente estudiados e integrados con estudios de campo, comprobando su veracidad con otras técnicas como goniometría de textura de rayos X, *electron backscatter diffraction*, análisis de imágenes (e.g. Archanjo *et al.*, 1995).

Para la interpretación correcta del significado de la fábrica magnética es fundamental definir varios aspectos. El primer tópico importante es el tiempo de su formación, es decir si su origen fue magmático o en estado sólido. En el Granito de Comanja se preservan microestructuras de flujo de magma, como fenocristales subhedrales no deformados con zonaciones y maclas, que carecen de una orientación definida (Fig. 27a-c); sobre las cuales hay evidencia de imposición de texturas de deformación en estado sólido a alta y moderada temperatura como: recristalización de cuarzo, extinción ondulatoria débil a moderada, extinción con patrón de tablero de ajedrez y mirmequita, además de deformación a baja temperatura como lamellas o maclas deformadas (Fig. 28a-d). Adicionalmente, hay fracturas rellenas de sílice o sericita que evidencian deformación en estado sólido a baja temperatura con presencia de fundido, soportado además por observaciones de Ruíz-González (2015) y Ángeles-Moreno *et al.* (2017). Estos autores reportan vetas y brechas de turmalinas con indicadores cinemáticos, lo cual refleja actividad tectónica por lo menos en las últimas etapas de emplazamiento del granito. Por lo tanto, la poca presencia de microestructuras de deformación en estado sólido, y la pérdida parcial de estructuras magmáticas en el Granito de Comanja indican que la fábrica fue adquirida principalmente en las últimas etapas de emplazamiento con presencia de fundido y en estado subsólido (Paterson *et al.*, 1998; Blenkinsop, 2000; Vernon, 2000; Vernon, 2004).

### 5.2.2 Significado de los parámetros de fábrica magnética

Otro tópico para interpretar el significado cinemático de la fábrica magnética es reconocer los minerales portadores de ésta y sus características asociadas, tales como mineralogía magnética, abundancia, orientación y tamaño. La fábrica magnética en el Granito de Comanja es controlada por minerales paramagnéticos, principalmente biotita, los resultados de la AMS concuerdan con los valores teóricos esperados, bajos rangos de susceptibilidad *bulk* ( $2.7 \times 10^{-4}$  SI), curvas de susceptibilidad contra temperatura (Fig. 23a-d), elipsoides principalmente oblatos y valores de  $P_j$  que no exceden 1.1 (Fig. 17 y 18) (Gleizes *et al.*, 1993; Bouchez, 2000; Martín-Hernández & Hirt, 2003; Biedermann *et al.*, 2014).

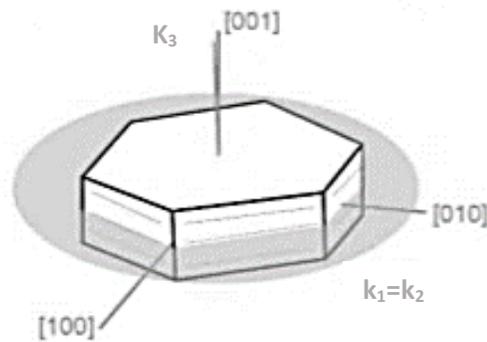
Los bajos valores del grado de anisotropía, raramente mayores a 1.05, son asociados a rocas que no han experimentado deformación tectónica importante (Rochette *et al.*, 1992; Bouchez, 2000); este argumento fortalece la idea de un origen subsólido para la fábrica magnética. No se identificó relación directa entre las muestras que aparentan mayor deformación en secciones delgadas con las que tienen mayor grado de anisotropía. Esta relación si la tienen los sitios con menor y mayor susceptibilidad (Fig. 18a), por lo tanto, el parámetro  $P_j$  está controlado por la abundancia de magnetita exclusivamente en las muestras con comportamiento ferrimagnético (Rochette *et al.*, 1992).

Así, la contribución de magnetita no puede ser excluida de la interpretación de los resultados, aunque el aporte de fases ferrimagnéticas es muy bajo, tal como se observa en la susceptibilidad calculada de la histéresis (Tabla 5) y de la susceptibilidad a bajas temperaturas (Fig. 23g-i); son comunes las inclusiones de magnetita en biotitas frescas y alteradas. Al existir dos fases que contribuyen a la fábrica podrían presentarse subfábricas (Bouchez, 2000). No obstante, de acuerdo con los elipsoides de AIRM y AARM (Fig. 24), la magnetita y la biotita tienen fábrica concordante. Además, como ya se mencionó, los cristales de magnetita se consideran primarios en la cristalización del magma, por lo tanto, las fábricas son coaxiales.

En estos sitios con contribución de minerales ferromagnéticos (*s.l.*), la anisotropía puede estar controlada por otros aspectos. Es decir, la magnetita de dominio sencillo ( $\ll 1$  micra) tiene anisotropía magnética inversa (Rochette *et al.*, 1992), pero en el Granito de Comanja están aparentemente ausentes o se restringen al sitio 32, aunque no fue posible corroborar la fábrica inversa porque las mediciones de AARM y AIRM para dicho sitio no fueron exitosas (Fig. 25); cabe mencionar, que la lineación magnética en el sitio 32 es casi vertical, a diferencia de los sitios cercanos donde es de baja inclinación (Fig. 19 y 21). El grado de anisotropía podría aumentar por interacciones magnéticas (Borradaile & Henry, 1997; Bouchez, 2000), pero por la baja concentración de partículas ferromagnéticas sugerida por la susceptibilidad magnética, NRM, y  $M_s$  se considera que no es importante esta interacción. Por lo tanto, la anisotropía magnética de los sitios con contribuciones ferrimagnéticas, dominados por magnetita de dominio pseudo sencillo se debe a la anisotropía de forma (Borradaile & Henry, 1997; Bouchez, 2000).

### 5.2.3 Significado de las orientaciones de la fábrica magnética

El comportamiento de la mayoría de los sitios se describe por elipsoides oblatos, grados de anisotropía menores a 1.05 y comportamiento paramagnético (Tabla 5). Cuando la fábrica magnética es controlada por filosilicatos, la anisotropía es magnetocristalina, así los ejes magnéticos de la biotita son paralelos a los ejes cristalográficos (Fig. 33), con  $k_3$  perpendicular al plano del clivaje  $k_3 \perp (001) < k_2 = k_1$ , y  $k_1/k_3 \sim 0.3$  (Bouchez, 1997; Bouchez, 2000; Biedermann, 2018).



**Figura 33.** Fábrica magnética para un cristal de biotita. Los ejes cristalográficos coinciden con los ejes principales del elipsoide de susceptibilidad (Tomado de: Biedermann, 2018).

Para interpretar las orientaciones de dichos ejes, sabemos gracias a modelos experimentales que la lineación magnética se puede aproximar a la dirección de flujo cuando la fábrica es de origen magmático; pero si la fábrica registra deformación, el eje  $k_1$  coincide con los minerales elongados y es la dirección aparente de alargamiento (Arbaret *et al.*, 1997). Igualmente, el *flattening* del elipsoide de deformación durante el emplazamiento del magma, originado por deformación magmática tardía o deformación sólida a alta temperatura superpuesta, corresponde al plano definido por  $k_1$  y  $k_2$  (Arbaret *et al.*, 1997). Como resumen, en caso de registrar deformación,  $k_1$  es muy cercano al eje máximo principal de *stretching* o estiramiento, y  $k_3$  está cercano al eje de acortamiento (Bouchez, 2000). En el caso del Granito de Comanja, donde la biotita controla la fábrica, son más confiables los valores obtenidos de la foliación que la lineación, aunque este último es reforzado por la presencia de magnetita que a veces sigue los planos de clivaje de la biotita (Fig. 29c).

### 5.3 CARACTERÍSTICAS Y MODELO DE EMPLAZAMIENTO

El proceso de emplazamiento de un granito tiene dos aspectos principales, el primero son los mecanismos de ascenso (diapirismo, *diking* o ascenso a través de fracturas o conductos), y el segundo está relacionado con los mecanismos de emplazamiento; es decir, los procesos a través de los cuales el magma creó el espacio localmente para emplazarse: (crecimiento incremental, ballooning, stoping diapirismo tardío o expansión tardía), en este punto juega un papel importante la interacción con el encajonante y con aspectos externos, como tectónica regional. Para entender las condiciones internas o externas durante el emplazamiento del Granito de Comanja que pudieron dar la forma y estructura final del cuerpo se encuentran limitantes como: gran deformación de la roca caja anterior al emplazamiento, carencia de información del granito en profundidad y distribución heterogénea del muestreo restringido por la disponibilidad y calidad de los afloramientos. Con esta información, a continuación, se integran los datos obtenidos, se discuten algunas posibilidades y se proponen algunas condiciones de emplazamiento.

### 5.3.1 Características del plutón

- 1) Débil a nula zonación composicional.
- 2) Forma alargada en la dirección NW-SE (Fig. 8).
- 3) Presenta foliaciones mesoscópicas débiles y locales como bandemiento de máficos y schlieren (Fig. 10d y e).
- 4) Presencia de pocos xenolitos, los autolitos son principalmente redondeados, y los elongados se restringen a algunos sitios, además su radio axial es bajo  $\sim 1.68$  (Fig. 10c).
- 5) Presenta márgenes rectos discordantes que truncan las estructuras en la roca encajonante, concordancia con las foliaciones en la roca caja (Fig. 34), especialmente en un sector de 1.5 km y alrededor del sector norte.
- 6) Aureola de contacto superficial con microestructuras estáticas, anatexis en la roca caja con poco alcance (Fig. 9a).
- 7) Presencia de bloques de la roca caja que sugieren exposición de la cima del granito (por ejemplo, en las coordenadas  $21^{\circ}18'10.70''N$ ,  $101^{\circ}42'41.29''W$ ).
- 8) No hay relación temporal con fallas o desarrollo de otras estructuras regionales, aunque el granito presenta la misma tendencia de la Falla El Bajío, y algunas estructuras regionales NW (Fig. 8).
- 9) Grado de anisotropía de susceptibilidad magnética muy bajo, poca evidencia de deformación tectónica (Fig. 18).
- 10) Deformación microestructural (Fig. 28), producto de deformación sinemplazamiento en estado subsólido.
- 11) No hay evidencia de foliación microscópica (Fig. 27 y 28).
- 12) Fábricas con bajos valores en la estadística de Fisher (F-test), algunos sitios tienden a ser pseudoisotrópicos.

### 5.3.2 Mecanismo de intrusión

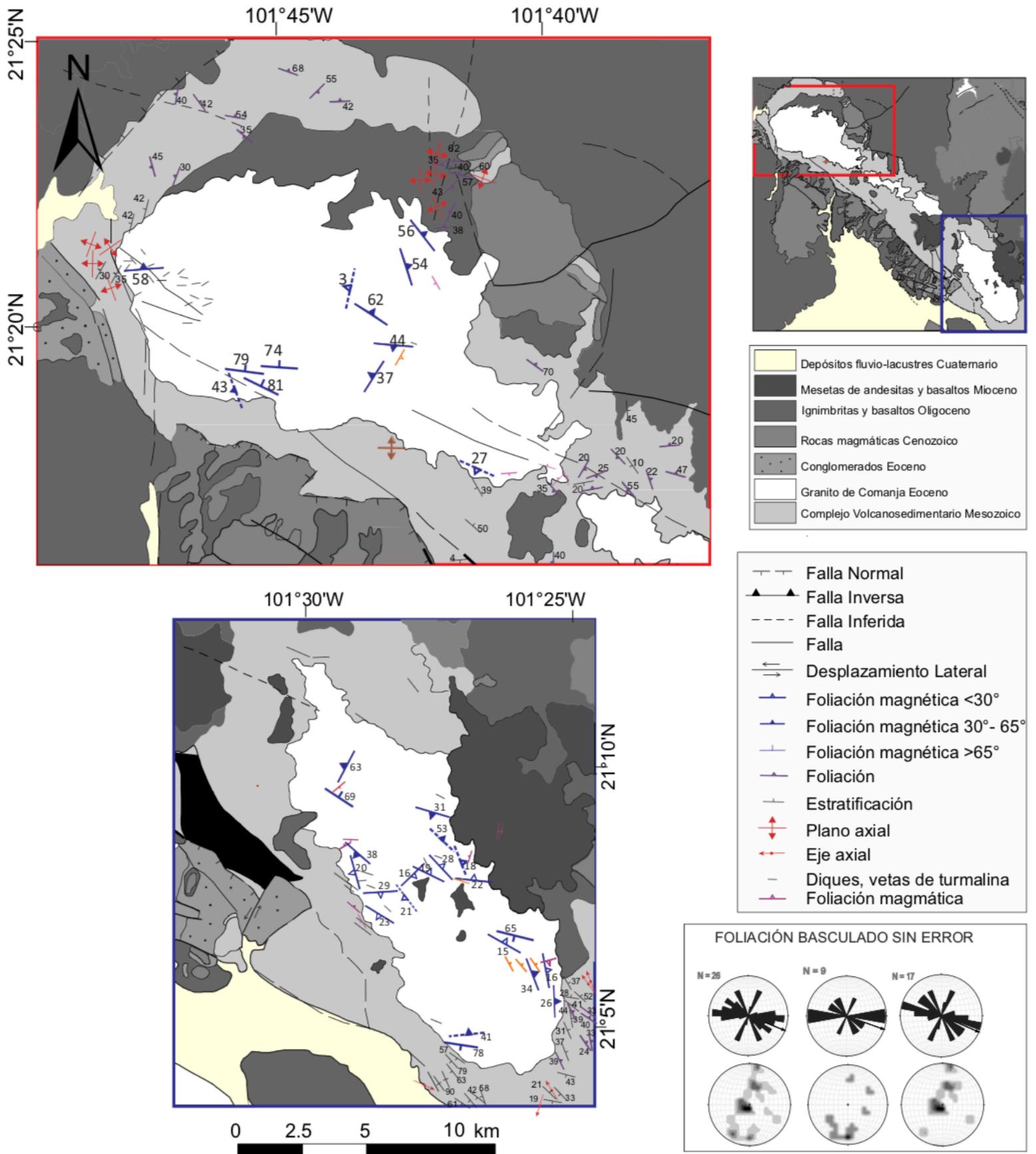
Para explicar el proceso de intrusión del Granito de Comanja a continuación se nombran y se evalúan algunas posibilidades reportados por Paterson *et al.* (1991) y Anma (1997), considerando como las más acertadas las dos últimas opciones:

Interpretación	Evidencia - Problema
Emplazamiento por stopping	Gran ausencia de xenolitos
Deformación plástica y elástica muy pequeña a lo largo de grandes distancias	Poco probable deformación dúctil a distancias mayores al radio del plutón por disminución de la temperatura y viscosidad en la roca caja (Paterson <i>et al.</i> , 1991)
Intrusión forzada (ballooning activo o diapirismo)	Podría explicar la geometría y fábrica magnética del GC. Pero es cuestionada por modelos térmicos que proponen que los granitos se enfriarían más rápido que las edades registradas por termocronología; carencia de cámaras magmáticas con suficiente fundido en la actualidad (Coleman <i>et al.</i> , 2004; Glazner <i>et al.</i> , 2004; Annen, 2011; Annen <i>et al.</i> , 2015)
Emplazamiento por levantamiento del techo a lo largo de las fallas, las cuales no son reconocibles actualmente	Disposición del GC y creación del espacio se puede explicar por ascenso de magma a través de estructuras previas y zonas de debilidad NW-SE, pero hay ausencia del material removido del techo.
Intrusión a través de fracturas y luego se desarrolla cuerpo elíptico (Brun <i>et al.</i> , 1990; Clemens & Mawer, 1992; Petford <i>et al.</i> , 1993 en Anna, 1997)	Disposición del GC y creación del espacio se puede explicar por ascenso de magma a través de estructuras previas y zonas de debilidad NW-SE. Aunque pocos cuerpos tienen evidencia de llenado de fracturas profundas (Guineberteau <i>et al.</i> , 1987; Hutton, 1992; Fowler, 1994 en Anna, 1997).

### 5.3.3 Significado de las orientaciones de los ejes de la fábrica

Integrando los datos de campo descritos con el análisis de las orientaciones de la fábrica magnética después de la corrección paleomagnética (basculamiento 20° al noreste), y considerando con precaución los sitios que según parámetros estadísticos son isotrópicos en un nivel de significancia de 95% (elipse de ángulo de confianza  $E > 25^\circ$ ), por tener excentricidad muy baja (Pueyo *et al.*, 2004), se hacen las siguientes observaciones.

El cuerpo principal tiene una forma elipsoidal notablemente elongada en dirección NW-SE con ~160 km<sup>2</sup> de afloramiento, con contactos rectos y discordantes con la roca caja (Fig. 9a); el granito es cortado por fallas de componente normal con direcciones NW-SE y NE-SW (Cenozoicas), y la fábrica magnética tiene la particularidad de presentar direcciones paralelas a estas tendencias regionales (Fig. 34 y 38). Las foliaciones están mejor definidas que las lineaciones, al tener reserva con los datos inválidos estadísticamente ( $E_{23} > 25^\circ$ : 3, 7, 10, 22, 26, 34, 36f) quedan 26 sitios con tendencia predominante NW-SE (Fig. 34), esta dirección es más evidente al sur con echados subhorizontales a moderados, contrastando con las orientaciones del norte donde hay direcciones E-W y echados mayores.

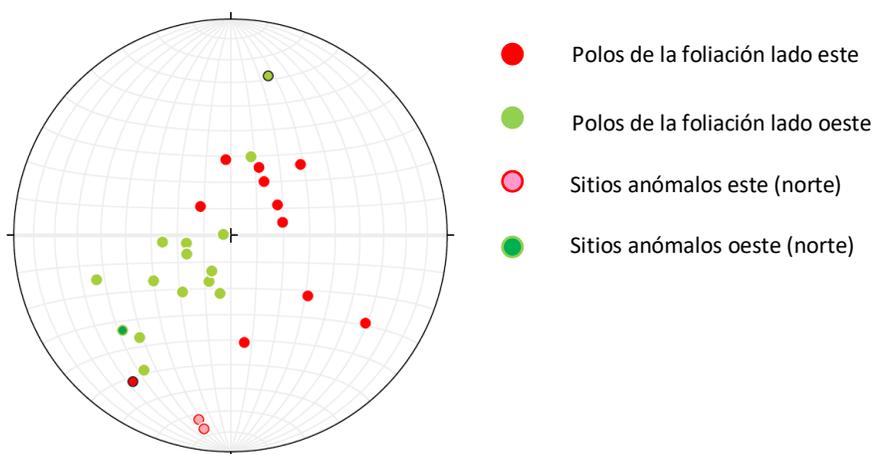


**Figura 34.** Foliación magnética después de corrección tectónica, los sitios punteados corresponden a sitios con ángulo de confianza  $E_{23}$  mayores a  $25^\circ$ . En el recuadro se muestran diagramas de rosas con las direcciones de los planos de las foliaciones para los sitios válidos estadísticamente, y diagramas de contornos de densidad de los polos de foliación magnética. (Datos estructurales roca caja tomados de Botero-Santa-Santa, 2011; Martini *et al.*, 2013).

El predominio de foliaciones subhorizontales parece ser consecuencia de que el nivel de afloramiento corresponde cercanamente al techo del granito, reflejando el esfuerzo vertical (carga litostática), las fábricas obladas, el Pj muy bajo y dichas foliaciones casi horizontales, son esperadas en granitos epizonales, lo que concuerda con datos de termobarometría de Al-hornblenda que indica que el nivel de emplazamiento del cuerpo fue  $\sim 7$  km, con rápido enfriamiento (Nieto-Samaniego *et al.*, 2019).

Es notable que estos planos de foliación subhorizontal están sensiblemente inclinados a bajo ángulo hacia la parte externa del granito (6, 14, 16, 17, 18, 24, 25, en la parte sur; y 28, 31, 32, 33, 35, en la parte norte) (Fig. 35). Esta tendencia se podría interpretar como una forma dómica que podría ser producto del empuje vertical del granito mostrando mayor resistencia hacia los bordes (Fig. 37a) o también se podría interpretar como un antifórme regional (Fig. 37b). Sitios ferrimagnéticos 13, 20 y 32 presentan fábrica vertical y son anómalos respecto a la tendencia.

Tres sitios corresponden a cuerpos tabulares en forma de diques de gran tamaño: 4, 29, 36f. En estos sitios las foliaciones son cercanamente verticales (Fig. 34), tienen mayores valores del grado de anisotropía (Fig. 18a) y están cercanos al contacto con la roca encajonante (Fig. 2); en el caso del sitio 29, la fábrica es similar a la de los sitios más cercanos (35 y 36g). Los sitios son relativamente anómalos cuando se les compara con el cuerpo sur del granito donde predominan las fábricas subhorizontales.



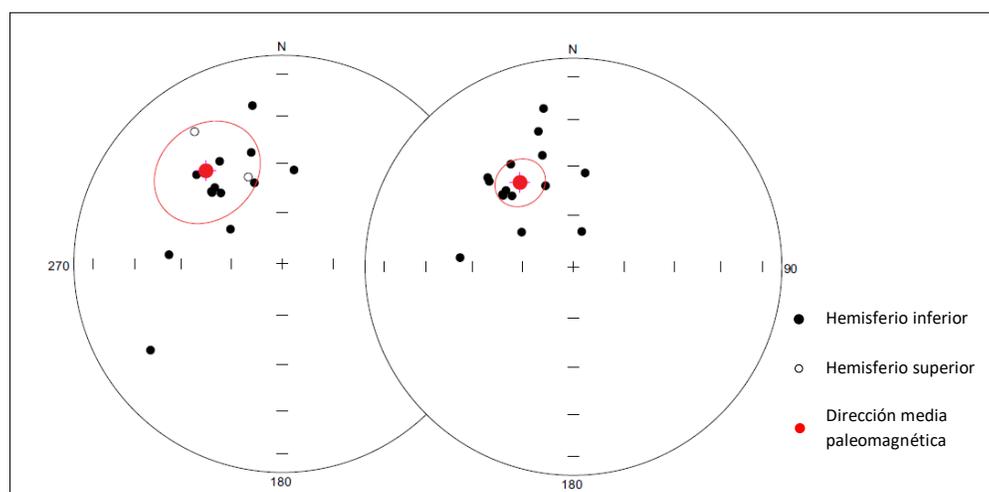
**Figura 35.** Proyección de igual área en el hemisferio inferior de los polos de la foliación, diferenciados entre el lado este y oeste del granito. Sitios anómalos en color diferente y sitios ferrimagnéticos con borde negro. No se grafican facies finas.

Estas foliaciones magnéticas anómalas en el lóbulo norte del granito (E-W y echados subverticales en los sitios 29, 35, 36g) (Fig. 34 y 35), pueden ser cuestionados. De acuerdo con los datos paleomagnéticos una interesante interpretación es que en el lóbulo norte hay deformación tectónica evidente en los sitios 32, 35, y 36g, en virtud de que las direcciones paleomagnéticas medias en ellos están bien definidas (al NW de inclinación negativa para 35 y 36g, y al SW de inclinación positiva para 32) (Tabla 1). El sitio 29 tiene dirección paleomagnética anómala y está cerca al sitio 35, pero no se considera para la corrección, en virtud de que presenta textura microcristalina y puede corresponder

a las últimas fases de emplazamiento del granito. Al corregir las direcciones medias paleomagnéticas de estos sitios inicialmente llevando la foliación magnética cercana a la horizontal asumiendo plegamiento con eje N45W (a lo largo del centro del granito), vemos como las direcciones medias se acercan a las medias paleomagnéticas de los otros sitios (Fig. 36, Tabla 7).

**Tabla 7.** Evaluación paleomagnética de las direcciones anómalas observadas en el cuerpo norte del Granito de Comanja. La corrección asume que la foliación observada era originalmente subhorizontal.

Sitio	Dirección media paleomagnética (Dec, Inc)	Foliación magnética (Dec, Inc)	Dirección media paleomagnética corregida (Dec, Inc)
35	338.6, -53.1	92, 90	345.4, 33.4
36g	326.4, -24.9	98, 85	315.4, 42
32	236.8, 25.4	318, 76	13.4, 75.9
<b>Media</b>			<b>336.3, 51.3</b>

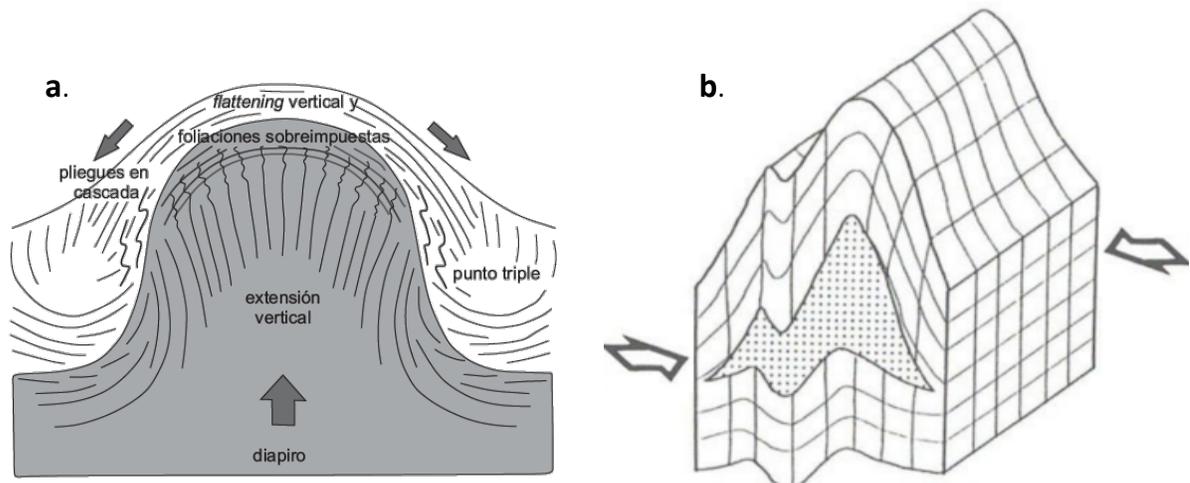


**Figura 36.** Proyección de igual área de las direcciones paleomagnéticas medias de los sitios antes (izquierda) y después (derecha) de la corrección tectónica a partir de la foliación magnética, con la elipse del cono  $\alpha_{95}$  sobre la dirección paleomagnética media total.

El valor del parámetro de precisión  $k$  aumenta considerablemente ( $k_1=3.6$ ,  $k_2=9.1$ ) y la media de los tres sitios son similares a la media del resto de los sitios (Tabla 7). En otras circunstancias, esto se interpretaría como una prueba de pliegue. Este resultado sugiere que en el norte un esfuerzo compresivo pudo favorecer el desarrollo de antiformal en el granito, donde los “flancos” corresponden a la orientación subvertical de las foliaciones hacia lados externos del cuerpo. Al igual que en el cuerpo sur, una alternativa es una forma dómica producto de fricción y arrastre en las paredes (Fig. 37a), pero descartamos esa interpretación por falta de evidencia de estructuras asociadas al arrastre en los márgenes.

Otras características que vale la pena mencionar son que algunos sitios cercanos a los bordes del plutón, a una distancia menor a 1 km, tienen características particulares, pero que no todos

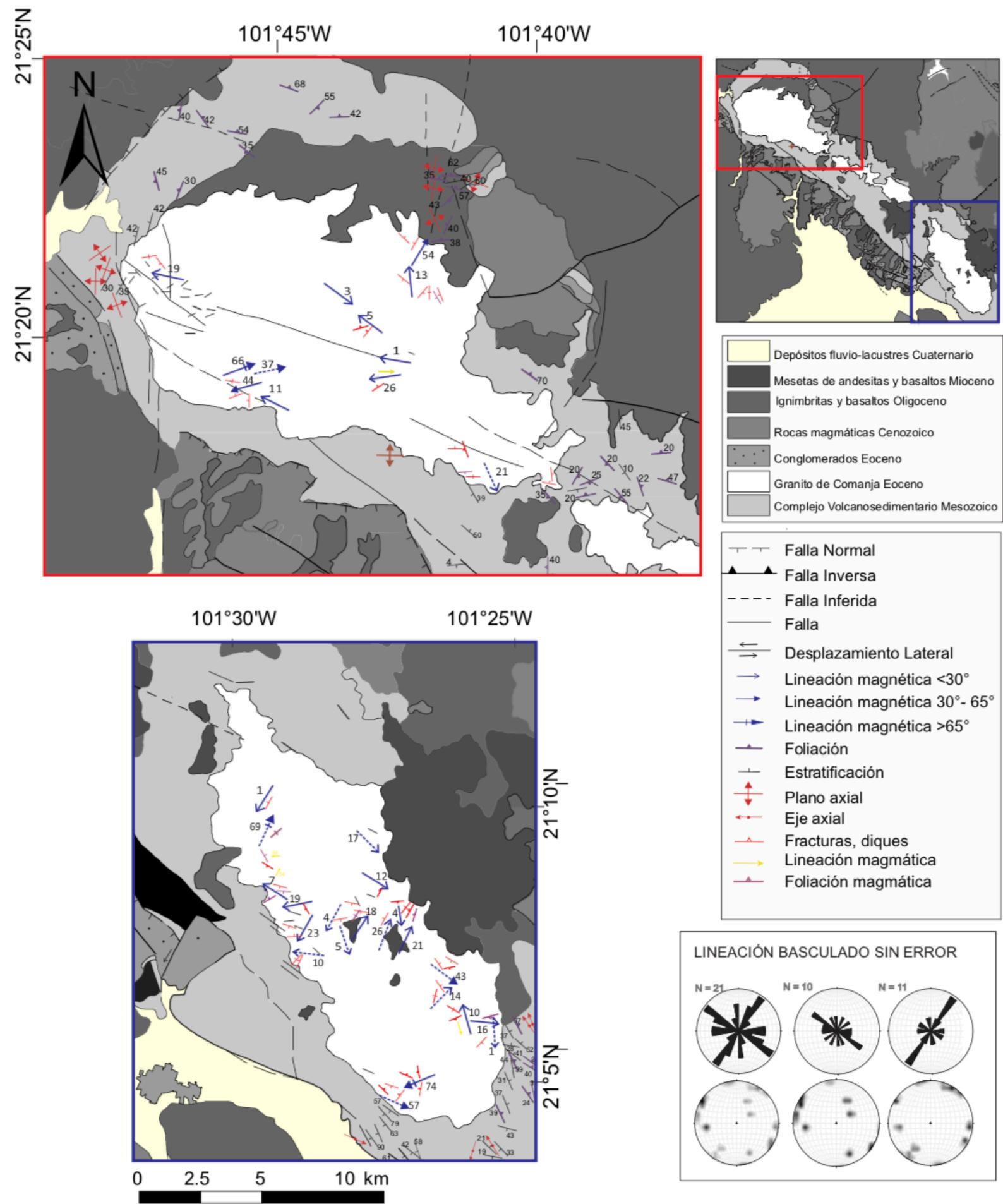
presentan. Por ejemplo, la mayoría de las foliaciones tienen echados con inclinaciones mayores a  $30^\circ$  y strike paralelo a las márgenes del plutón y a las foliaciones de la roca caja (Fig. 34), reportados por Botero-Santa (2011) y Martini *et al.* (2013). Adicionalmente, algunos de estos sitios tienen fábrica magnética dominada por minerales ferrimagnéticos 13, 20, 11, 4 (Tabla 5), además hay sitios con deformación mesoscópica (autolitos elongados) 13, 21, 26, 31. Este conjunto de características en los bordes es interpretada como interacción con la roca caja.



**Figura 37.** Diagramas de bloques esquemáticos de posibles modelos de emplazamiento para el Granito de Comanja. **a.** Empuje del plutón hacia arriba, deformación de la roca caja, fricción en los márgenes del plutón y remoción de material de la roca encajonante (Tomado de: Seyfert, 2006). **b.** Emplazamiento de plutón en un sistema compresivo con desarrollo de pliegues, presencia de extensión en la charnela extensión (Tomado de: Paterson *et al.*, 1991).

Por su parte, las lineaciones son subhorizontales a moderadas, al tomar con precaución los valores mayores a  $25^\circ$  del ángulo de confianza  $E_{12}$  (Pueyo *et al.*, 2004), quedan 21 sitios, y se define mejor la tendencia NW-SE en el norte (con sitios 26,36f poco confiables), al sur están más dispersas y se descarta un número mayor de sitios (4, 7, 8, 10, 13, 16, 19, 20, 23), donde la tendencia es NE-SW (Fig. 38). Se supone que en el centro del granito se preservaría la estructura magmática primaria porque está aislado de los procesos tectónicos exteriores (Bouchez, 2000). Partiendo de que lineaciones con echados subhorizontales predominan en el centro del cuerpo sur y tienen tendencia hacia el este, se puede explicar esta dirección como expansión del granito hacia el Noreste.

Estas lineaciones subhorizontales no se pueden explicar netamente por flujo magmático, ya que el desarrollo de estructuras de flujo magmático que se encontró en campo fue escaso (bandeamientos de máficos y estructuras Schlieren), restringido a dos sitios del área sur 21 y 25 (Fig. 10d y e), ambos cercanos a los contactos. La fábrica magnética de estos sitios está bien definida y si la lineación registra fábrica submagmática, considerando las estructuras observadas (Fig. 28), se conserva la tendencia de direcciones hacia la zona externa del granito. Esta característica es clara al sur del granito en cuanto a la foliación y lineación magnética, pues en los diagramas de contornos de las figuras 29 y 33 se observan antifórmas, reafirmando la compresión que se manifiesta al plegar los bordes.



**Figura 38.** Mapa con lineación magnética después de corrección tectónica, los sitios punteados corresponden a sitios con ángulo de confianza  $E_{12}$  mayores a  $25^\circ$ . En el recuadro se muestran diagramas de rosas con las tendencias de las lineaciones y diagramas de contornos de densidad de la lineación magnética. (Datos estructurales roca caja tomados de Botero-Santa, 2011; Martini *et al.*, 2013).

Finalmente, la diferencia entre la fábrica magnética del norte y del sur puede estar asociada a una heterogeneidad mecánica o térmica por anisotropías de la corteza y de la roca caja. La variabilidad de la fábrica se presenta en 30% de los sitios, esto se puede explicar porque la zona expuesta del granito corresponde a la parte superior de la intrusión, donde se presentan movimientos diferenciales entre el magma y la roca caja. En esta zona las fábricas esperadas son obladas con poca inclinación, aleatorias y menos desarrolladas (Archanjo *et al.*, 2009).

La dispersión de los ejes de lineación también se puede atribuir a eventos hidrotermales (Ferré *et al.*, 1999; Archanjo *et al.*, 2009), los cuales pudieron haber afectado algunas áreas del granito, generando óxidos de hierro secundarios que resultaron del proceso de interacción con fluidos hidrotermales, evidenciado por feldespatos sericitizados y biotita cloritizada (Fig. 27). Para resolver esto, se podría estudiar la anisotropía de la remanencia parcial para identificar si las magnetitas y otros minerales ferromagnéticos (*s.l.*) de diferentes coercitividades tienen subfábricas, pero no corresponde al alcance del presente estudio.

#### 5.3.4 Modelo de emplazamiento e implicaciones tectónicas

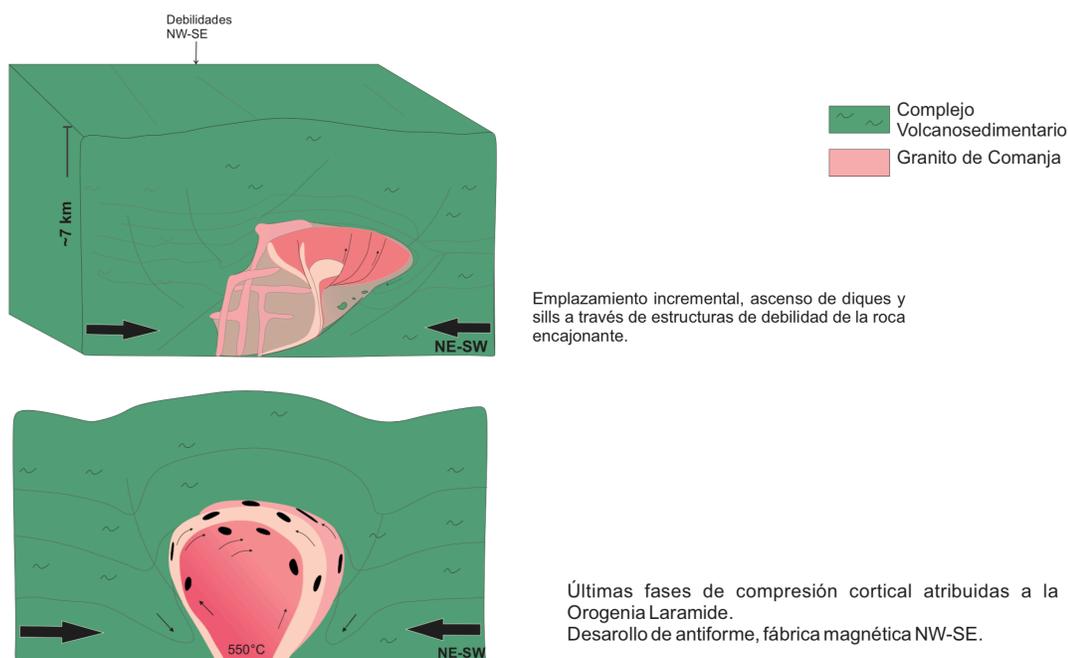
En esta tesis se propone que el emplazamiento se generó a través de pulsos discretos que pueden haber encontrado su espacio como intrusiones tipo diques y sills (Coleman *et al.*, 2004; Glazner *et al.*, 2004; Annen, 2011; Annen *et al.*, 2015). Además, se considera que el emplazamiento incremental puede explicar por qué un cuerpo de estas dimensiones no generó gran distorsión en la roca caja, ni una aureola de contacto, pero sí deformación de las foliaciones y estratificaciones con un alcance aproximado de 1.5 km alrededor del plutón. Queremos resaltar que los últimos modelos de formación de plutones discuten la dificultad de formar un cuerpo de dimensiones batolíticas a partir de una sola cámara magmática de grandes dimensiones, cuestionando los procesos de formación de plutones como ballooning, diapirismo; pues según modelos térmicos los granitos emplazados de esta forma se enfriarían más rápido que las edades registradas por termocronología, sumado además la escasa presencia de cámaras magmáticas con suficiente fundido presentes en la corteza superior en la actualidad. Por el contrario, es más factible que un intrusivo sea producto de un incremento progresivo de varios pulsos que forman diques o sills a través del tiempo (Coleman *et al.*, 2004; Glazner *et al.*, 2004; Annen, 2011; Annen *et al.*, 2015).

El mecanismo de la generación del espacio puede ser resuelto por avance del magma, a través de estructuras regionales generadas durante la Orogenia Laramídica (Botero-Santa *et al.*, 2015), y expansión lateral al este del granito donde se generó mayor interacción con la roca caja (Fig. 39), pues aquí se determinaron valores más altos de anisotropía y disposición de las lineaciones hacia el este (Fig. 38), y aunque pocos sitios lo confirman, la presencia de pliegues abiertos al oeste, Botero-Santa (2011) reporta pliegues abiertos al NW del Granito y un sitio visitado en campo, podrían contrastar con los pliegues al este del granito en la roca caja.

La continuidad entre la fábrica magnética y la fábrica de la roca encajonante ha sido usada para inferir acoplamiento mecánico entre la dinámica del magma y la deformación regional (*e.g.* Paterson & Tobisch, 1988; Paterson *et al.*, 1998). El control de campo de esfuerzos durante el emplazamiento fue débil, pues como ya se mencionó hay poca evidencia de deformación tectónica; así, aunque la deformación compresiva NE-SW no controló en su totalidad el emplazamiento, estuvo presente un esfuerzo que permitió el desarrolló de foliaciones con direcciones NW-SE (Fig. 34) y el desarrollo de antiformes (Fig. 35 y Fig. 39).

Según varios autores (*e.g.* Nieto-Samaniego *et al.*, 2005; Tristán-González *et al.*, 2009) la Mesa Central estuvo sometida a un régimen compresivo asociado a la deformación cortical denominada como Orogenia Laramide, el final de este evento para la zona de estudio se dio entre el Paleoceno Tardío – Eoceno Temprano, marcado por las edades de los intrusivos que no presentan deformación compresiva (~55 – 52 Ma), por lo cual diversos autores han propuesto que el granito es un cuerpo postéctónico (*e.g.* Quintero-Legorreta, 1992; Botero-Santa, 2015), emplazado en un momento de transición en un ambiente tectónico transtensivo (Botero-Santa, 2015; Ángeles-Moreno *et al.*, 2017) o transpresivo (Ángeles-Moreno, 2018).

El emplazamiento del Granito de Comanja se dio bajo un régimen compresivo considerando como evidencias principales: la orientación de la lineación y foliación magnética, las cuales tienen tendencias NW-SE, el desarrollo de un “antiforme” y deformación microestructural en estado subsólido. El granito no presenta deformación mesoscópica porque el rápido tiempo de cristalización no permitió el desarrollo de estas estructuras (Davidson *et al.*, 1994; Tomek *et al.*, 2017).



**Figura 39.** Diagrama esquemático del modelo de emplazamiento y deformación del Granito de Comanja.

## 6. CONCLUSIONES

El portador del magnetismo remanente en el Granito de Comanja es magnetita de baja a moderada coercitividad de granulometrías PSD, y en menor cantidad magnetita SD, casi siempre como inclusiones en biotita. Esto sugiere que la magnetita cristalizó en el magma más o menos al mismo tiempo que los silicatos ferromagnesianos, por lo cual el ChRM es considerado magnetización primaria de origen termal.

La dirección paleomagnética media es Dec= 325.5°, Inc= 50° ( $k=18.91$ ,  $\alpha_{95}=10.2^\circ$ ,  $N=12$ ,  $S=22.4^\circ$ ). La dirección es discordante respecto a la dirección paleomagnética esperada para la zona, y se interpreta como resultado de basculamiento hacia el Noreste de aproximadamente 20°. La evidencia estratigráfica indica que el basculamiento ocurrió entre ~51 y 28 Ma, producto de un evento extensional regional que afectó a la Mesa Central, posiblemente coetáneo con el depósito de conglomerados rojos Paleógenos que afloran en el área de estudio.

La fábrica magnética en el Granito de Comanja está controlada por minerales paramagnéticos, principalmente biotita, los resultados concuerdan con los valores teóricos esperados, bajos rangos de susceptibilidad *bulk* ( $2.7 \times 10^{-4}$  SI), elipsoides oblatos y grados de anisotropía menores a 1.05. De esta forma, la foliación magnética está definida por la orientación planar preferida de la biotita, la cual por la forma y orientación preferencial de su estructura cristalina sigue la deformación experimentada por el granito, que de acuerdo con las microestructuras revelan deformación subsólida.

La creación del espacio para la intrusión se puede explicar en parte porque el flujo del magma fue direccionado a través de las direcciones predominantes NW-SE, que es la dirección de máximo alargamiento desarrolladas en el régimen compresivo cortical en forma de diques y sills. Las foliaciones sensiblemente con tendencia NW-SE y las lineaciones de bajo ángulo con esa misma orientación, tienen una dirección paralela a la elongación del eje principal del granito (NW) y a algunas estructuras tectónicas regionales (NW-SE). En el intrusivo sur las lineaciones NE-SW tienen mayores valores de susceptibilidad y mayor grado de anisotropía hacia el poniente, estas son interpretados como una expansión del cuerpo en esta dirección.

Las foliaciones en el cuerpo sur del Granito de Comanja son similares a las de un pliegue abierto con eje orientado NW-SE, mientras que en el cuerpo norte indican un plegamiento antiformal más intenso. Los datos paleomagnéticos para sitios del cuerpo norte validan la interpretación del plegamiento del granito en su porción norte. Ante esto, se sugiere que las últimas fases del régimen compresivo regional estuvieron presentes durante el emplazamiento del granito desarrollando una fábrica magnética con tendencia NW-SE, que concuerda con las direcciones de las estructuras regionales y de la roca caja, soportado además por baja deformación microestructural en estado subsólido. Por lo anterior, se interpreta que el Granito de Comanja es un cuerpo sin-tectónico con el evento compresivo cortical (Orogenia Laramide).

## REFERENCIAS

- Alvarado-Méndez, H. & Rodríguez-Trejo, S., 1999. Carta geológico-minera Nuevo Valle de Moreno F14-C42, Guanajuato, escala 1:50.000: Secretaría de Economía, Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa con resumen de la geología.
- Andreani, L., Gattacceca, J., Rangin, C., Martínez-Reyes, J., & Demory, F., 2014. Counterclockwise rotations in the Late Eocene–Oligocene volcanic fields of San Luis Potosí and Sierra de Guanajuato (eastern Mesa Central, Mexico). *Tectonophysics*, 637, 289-304.
- Ángeles-Moreno, E., 2018. Evolución tectónica Cenozoica de las Sierras de Guanajuato y Codornices. Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de doctorado, 212p.
- Ángeles-Moreno, E., Nieto-Samaniego, A.F., F.J., Ruiz-González, Levresse, G., Alaniz-Alvarez, S.A., Olmos-Moya, P., Shunshan Xu, & Miranda-Avilés, R., 2017. The transition between shortening and extensional regimes in central Mexico recorded in the tourmaline veins of the Comanja Granite, In *Journal of South American Earth Sciences*, 73, 65-77.
- Anma, R., 1997. Oblique diapirism of the Yakushima granite in the Ryukyu arc, Japan. In *granite: From segregation of melt to emplacement fabrics* (pp. 295-318). Springer, Dordrecht.
- Annen, C., 2011. Implications of incremental emplacement of magma bodies for magma differentiation, thermal aureole dimensions and plutonism–volcanism relationships. *Tectonophysics*, 500(1-4), 3-10.
- Annen, C., Blundy, J. D., Leuthold, J., & Sparks, R. S. J., 2015. Construction and evolution of igneous bodies. Towards an integrated perspective of crustal magmatism. *Lithos*, 230, 206-221.
- Aranda-Gómez, J. J., & McDowell, F. W., 1998. Paleogene extension in the southern Basin and Range province of Mexico: Syndepositional tilting of Eocene red beds and Oligocene volcanic rocks in the Guanajuato Mining District. *International Geology Review*, 40(2), 116-134.
- Aranda-Gómez, J. J., Aranda-Gómez, J. M., & Nieto-Samaniego, A. F., 1989. Consideraciones acerca de la evolución tectónica durante el Cenozoico de la Sierra de Guanajuato y la parte meridional de la Mesa Central: Universidad Nacional Autónoma de México. *Revista*, 8(1), 33-46.
- Aranda-Gómez, J.J.; Molina-Garza, R.; McDowell, F.W.; Vassallo-Morales, L.F.; Ortega-Rivera, M.A.; Solorio-Munguía J.G. & Aguillón-Robles, A., 2007. The relationships between volcanism and extension in the Mesa Central: the case of Pinos, Zacatecas, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 2, 216–233.
- Arbaret, L., Diot, H., Bouchez, J. L., Lespinasse, P., & de Saint-Blanquat, M., 1997. Analogue 3D simple-shear experiments of magmatic biotite subfabrics. In *Granite: from segregation of melt to emplacement fabrics* (pp. 129-143). Springer, Dordrecht.
- Archanjo, C.J., Bouchez, J.L., Corsini, M. & Vauchez, A., 1994. The Pombal granite pluton: magnetic fabric, emplacement and relationships with the Brasiliano strike-slip setting of NE Brazil (Paraíba state). *Journay of Structural Geology*, 16, 323-335.
- Archanjo, C. J., Trindade, R. I., Bouchez, J. L., & Ernesto, M., 2002. Granite fabrics and regional-scale strain partitioning in the Seridó belt (Borborema Province, NE Brazil). *Tectonics*, 21(1), 3-1.
- Archanjo, C. J., Launeau, P., & Bouchez, J. L., 1995. Magnetic fabric vs. magnetite and biotite shape fabrics of the magnetite-bearing granite pluton of Gameleiras (Northeast Brazil). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 89(1-2), 63-75.
- Archanjo, C. J., Launeau, P., Hollanda, M. H. B., Macedo, J. W. P., & Liu, D., 2009. Scattering of magnetic fabrics in the Cambrian alkaline granite of Meruoca (Ceará state, northeastern Brazil). *International Journal of Earth Sciences*. 98(8), 1793-1807.

- Bailey, R.C. & Halls, H.C., 1984. Estimate of confidence in paleomagnetic directions derived from mixed remagnetized circle and direct observation data. *Journal of Geophysics*, 54, 174-182.
- Biedermann, A., 2018. Magnetic anisotropy in single crystals. A review. *Geosciences*, 8(8), 302.
- Biedermann, A. R., Koch, C. B., Lorenz, W. E., & Hirt, A. M., 2014. Low-temperature magnetic anisotropy in micas and chlorite. *Tectonophysics*, 629, 63-74.
- Biedermann, A. R., Pettke, T., Angel, R. J. & Hirt, A.M., 2016. Anisotropy of magnetic susceptibility in alkali feldspar and plagioclase. *Geophysical Supplements to the Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, 205(1), 479-489.
- Blenkinsop, T. G., 2000. Deformation Microstructures and Mechanisms in Minerals and Rocks. Dordrecht. Springer (p. 162).
- Borradaile, G. J., & Henry, B., 1997. Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth-Science Reviews*, 42(1-2), 49-93.
- Borradaile, G. J., & Jackson, M., 2004. Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS): magnetic petrofabrics of deformed rocks. *Geological Society, London, Special Publications*, 238(1), 299-360.
- Borradaile, G. J., & Jackson, M., 2010. Structural geology, petrofabrics and magnetic fabrics (AMS, AARM, AIRM). *Journal of Structural Geology*, 32(10), 1519-1551.
- Botero-Santa, P.A., 2011. Origen y evolución de la Falla de El Bajío en su sector noroeste. Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Tesis de maestría. 113p.
- Botero-Santa, P.A., Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., López Martínez, M., Levresse, G., Xu, S.-S., y Ortega-Obregón, C., 2015. Origen y desarrollo de la cuenca El Bajío en el sector central de la Faja Volcánica Transmexicana. *Revista Mexicana Ciencias Geológicas*. 32, 84-98.
- Bouchez, J. L., Gleizes, G., Djouadi, T., & Rochette, P., 1990. Microstructure and magnetic susceptibility applied to emplacement kinematics of granites: the example of the Foix pluton (French Pyrenees). *Tectonophysics*, 184(2), 157-171.
- Bouchez, J. L. 1997. Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies of granitic rocks. *In Granite: from segregation of melt to emplacement fabrics* (pp. 95-112). Springer, Dordrecht.
- Bouchez, J. L., 2000. Anisotropie de susceptibilité magnétique et fabrique des granites. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*. 330(1), 1-14.
- Brun, J.P., Gapais, D., Cogne, J.P., Ledru, P., and Vignerresse, J.L., 1990. The Flamanville granite (northwest France): an unequivocal example of a syntectonically expanding pluton, *Geological Journal*. 1. 25, 271-286.
- Butler, R. F., 1998. Paleomagnetism: Magnetic domains to geologic terranes. *Electronic edition*, 23.
- Chiodi, M., Monod, O., Busnardo, R., Gaspar, D., Sanchez, A., & Yta, M., 1988. Une discordance ante Albienne datée par une faune d'ammonites et de braquiopodes de type Téthysien au Mexique Central. *Geobios*, 21, 125-135.
- Cifelli, F., Minelli, L., Rossetti, F., Urru, G., & Mattei, M., 2012. The emplacement of the Late Miocene Monte Capanne intrusion (Elba Island, Central Italy): constraints from magnetic fabric analyses. *International Journal of Earth Sciences*, 101(3), 787-802.
- Clemens, J.D. and Mawer, C.K., 1992. Granitic magma transport by fracture propagation, *Tectonophysics* 204, 339-360.
- Coleman, D. S., Gray, W., & Glazner, A. F. 2004. Rethinking the emplacement and evolution of zoned plutons: Geochronologic evidence for incremental assembly of the Tuolumne Intrusive Suite, California. *Geology*, 32(5), 433-436.

- Cuéllar-Cárdenas, M. A., Nieto-Samaniego, Á. F., Levresse, G., Alaniz-Álvarez, S. A., Solari, L., Ortega-Obregón, C., y López-Martínez, M., 2012. Límites temporales de la deformación por acortamiento Laramide en el centro de México. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 29(1), 179-203.
- Day, R., Fuller, M. D. and Schmidt, V. A., 1977. Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain size and composition dependence, *Physics of the Earth and planetary interiors*, 13, 260–267.
- Davidson, C., Schmid, S. M., & Hollister, L. S., 1994. Role of melt during deformation in the deep crust. *Terra Nova*, 6(2), 133-142.
- Demarest, H.H., 1983, Error analysis for the determination of tectonic rotation from paleomagnetic data: *Journal of Geophysical Research*, 88, 4321-4328.
- Dunlop, D. J., 2002. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. *Journal of Geophysical Research. Solid Earth*, 107(B3), EPM-4.
- Dunlop, D. J., & Özdemir, Ö. 2001. *Rock magnetism: fundamentals and frontiers* (Vol. 3). Cambridge university press. New York. 596p.
- Echegoyén Sánchez, J., Cantero Pérez, E., Guerrero Álvarez, H., y Calixto, J.M., 1975. Estudio geológico preliminar de la zona de Arperos, Guanajuato a Comanja de Corona, Jal. Guanajuato, México, Consejo de Recursos Naturales no Renovables, residencia Guanajuato, 14 pp.
- Edwards, J.D., 1955. Studies of some early Tertiary red conglomerates of central Mexico. U.S. *Geological Survey*, Profesional Paper, 264-H: 153–185.
- Evans, M., & Heller, F., 2003. *Environmental magnetism: principles and applications of enviromagnetics* (Vol. 86). Elsevier.
- Ferré, E. C., Martín-Hernández, F., Teyssier, C., & Jackson, M., 2004. Paramagnetic and ferromagnetic anisotropy of magnetic susceptibility in migmatites: measurements in high and low fields and kinematic implications. *Geophysical Journal International*, 157(3), 1119-1129.
- Ferré, E. C., Wilson, J., & Gleizes, G., 1999. Magnetic susceptibility and AMS of the Bushveld alkaline granites, South Africa. *Tectonophysics*, 307(1-2), 113-133.
- Fisher, R. A., 1953. Dispersion on a sphere. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences*, 217(1130), 295-305.
- Fowler, T.J., 1994. Sheeted and bulbous pluton intrusion mechanisms of a small granitoid from southeastern Australia: implications for dyke-to-pluton transformation during emplacement, *Tectonophysics* 234, 197- 215.
- Girdler, R. W. 1961, The measurement and computation of anisotropy of magnetic susceptibility in rocks, *Geophysical Journal International. Soc.*, 5, 34– 44.
- Glazner, A. F., Bartley, J. M., Coleman, D. S., Gray, W., & Taylor, R. Z., 2004. Are plutons assembled over millions of years by amalgamation from small magma chambers? *GSA today*, 14(4/5), 4-12.
- Gleizes, G., Nédélec, A., Bouchez, J.L., Autran, A., Rochette, P., 1993. Magnetic susceptibility of the Mont-Louis Andorra ilmenite-type granite (Pyrenees): A new tool for the petrographic characterization and regional mapping of zoned granite plutons. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B3), 4317-4331.
- González-Naranjo, G. A., Molina-Garza, R. S., Aranda-Gómez, J. J., Tristán-González, M., Aguillón-Róbles, A., Iriondo, A., & Bellón, H., 2012. Paleomagnetismo y edad de la Ignimbrita Panalillo Superior, Campo Volcánico de San Luis Potosí, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 64(3), 387-409.
- González-Reyna, J., 1959. El intrusivo granítico de Arperos y su influencia en la mineralización de Guanajuato, Guanajuato. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 22, 9-18.

- Guineberteau, B., Bouchez, J.L., and Vignerresse J.L., 1987. The Mortagne granite pluton (France) emplaced by pull-apart along a shear zone: structural and gravimetric arguments and regional implication, *Geological Society of America Bulletin*, 99,763-770.
- Henry, C. D., & Aranda-Gómez, J. J., 2000. Plate interactions control middle–late Miocene, proto-Gulf and Basin and Range extension in the southern Basin and Range. *Tectonophysics*, 318(1-4), 1-26.
- Hrouda, F., 1986. The effect of quartz on the magnetic anisotropy of quartzite. *Studia Geophysica et Geodaetica*. 30, 39–45.
- Huppert, H. E., & Sparks, R. S. J., 1989. Chilled margins in igneous rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 92(3-4), 397-405.
- Hutton, D. H., 1988. Igneous emplacement in a shear-zone termination: The biotite granite at Strontian, Scotland. *Geological Society of America Bulletin*, 100(9), 1392-1399.
- Hutton, D.H.W., 1992. Granite sheeted complex: evidence for the dyking ascent mechanism, *Trans. Royal Soc. Edinburgh: Earth Sci.* 83, 377-382.
- Jackson, M. J., 1991. Anisotropy of magnetic remanence: A brief review of mineralogical sources, physical origins, and geological applications, and comparison with susceptibility anisotropy. *Pure and Applied Geophysics*, 136, 1 –28.
- Jelinek, V., 1978. Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measured on groups of specimens. *Studia geophysica et geodaetica*. 22, 50–62.
- Jelinek, V., 1981. Characterization of the magnetic fabrics of rocks. *Tectonophysics*, 79, T63–T67.
- Kirschvink, J. L., 1980. The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophysical Journal International*, 62(3), 699-718.
- Kruiver, P. P., Dekkers, M. J., & Heslop, D., 2001. Quantification of magnetic coercivity components by the analysis of acquisition curves of isothermal remanent magnetisation. *Earth and Planetary Science Letters*, 189(3-4), 269-276.
- Lapierre, H., Ortiz, L. E., Abouchami, W., Monod, O., Coulon, C. & Zimmermann, J. L., 1992. A crustal section of an intra-oceanic island arc: the late Jurassic-early Cretaceous Guanajuato magmatic sequence, central México. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 108, 61-77.
- Martín-Hernández, F., & Ferré, E. C., 2007. Separation of paramagnetic and ferrimagnetic anisotropies: A review. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B3).
- Martín-Hernández, F., & Hirt, A. M., 2003. The anisotropy of magnetic susceptibility in biotite, muscovite and chlorite single crystals. *Tectonophysics*. 367(1-2), 13-28.
- Martínez-Reyes, J., 1987, Resumen de la Geología de la Sierra de Guanajuato, en Simposio sobre la Geología de la región de Guanajuato: Universidad Nacional Autónoma de México, 50-70.
- Martínez-Reyes, J., 1992, Mapa geológico de la Sierra de Guanajuato con resumen de la geología de la Sierra de Guanajuato. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Cartas Geológicas y Mineras, 8, 1 mapa con resumen de la geología.
- Martini, M., Mori, L., Solari, L., & Centeno-García, E. 2011. Sandstone provenance of the Arperos Basin (Sierra de Guanajuato, central Mexico): Late Jurassic–Early Cretaceous back-arc spreading as the foundation of the Guerrero terrane. *The Journal of Geology*, 119(6), 597-617.
- Martini, M., Solari, L., & Camprubí, A., 2013. Kinematics of the Guerrero terrane accretion in the Sierra de Guanajuato, central Mexico: new insights for the structural evolution of arc–continent collisional zones. *International Geology Review*, 55(5), 574-589.

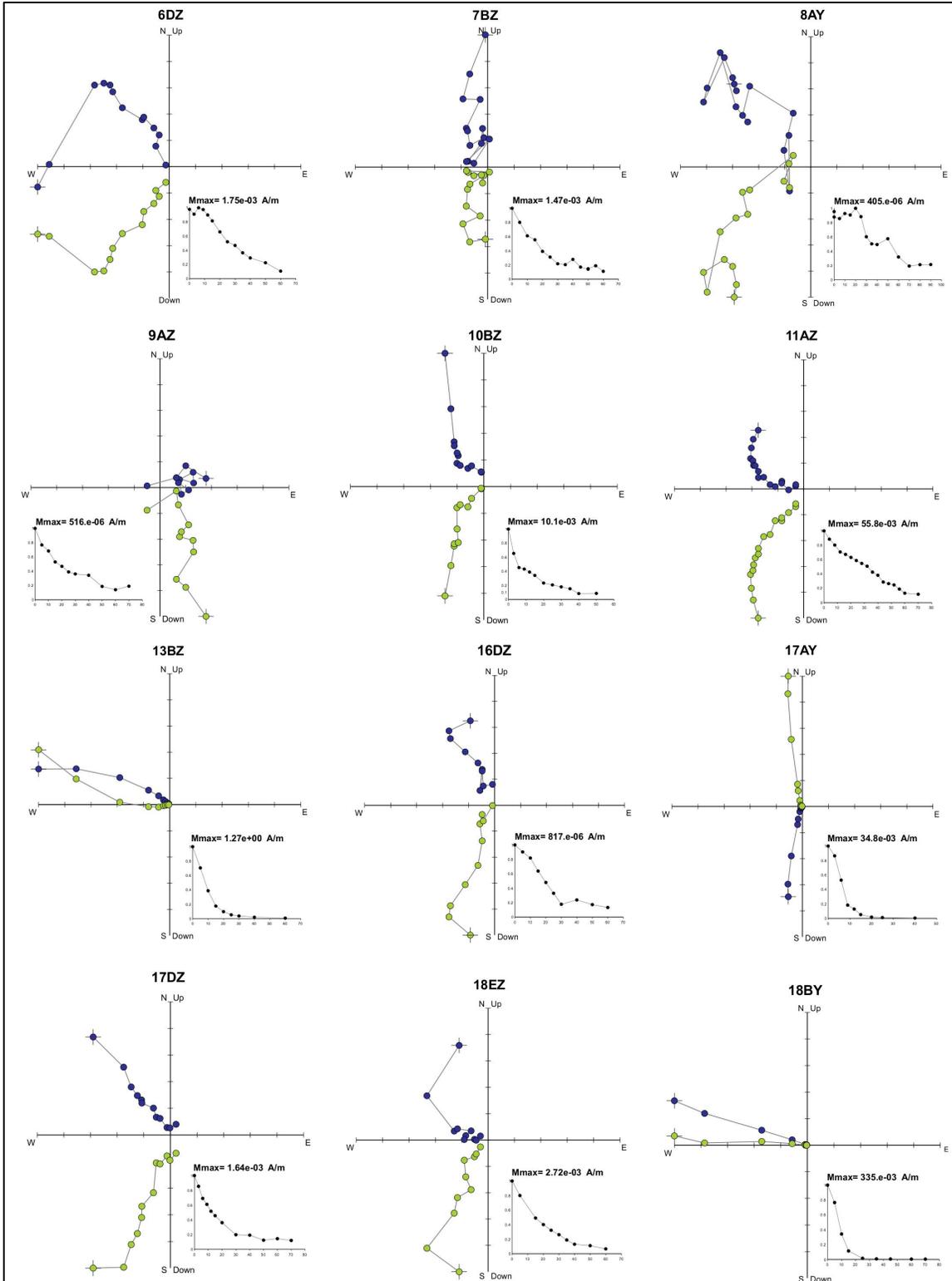
- Martini, M., Solé, J., Garduño-Martínez, D. E., Puig, T. P., & Omaña, L. 2016. Evidence for two Cretaceous superposed orogenic belts in central Mexico based on paleontologic and K-Ar geochronologic data from the Sierra de los Cuarzos. *Geosphere*, 12(4), 1257-1270.
- McFadden, P.L., McElhinny, M.W., 1988, The combined analysis of remagnetization circles and direct observations in paleomagnetism. *Earth and Planetary Science Letters*, 87, 161-172.
- McFadden, P. L., & McElhinny, M. W., 1990. Classification of the reversal test in palaeomagnetism. *Geophysical Journal International*, 103(3), 725-729.
- Miranda-Avilés, R., Puy-Alquiza, M. J., Omaña, L., & Loza-Aguirre, I., 2016. Los depósitos clásticos pos-Laramide de la Sierra de Guanajuato: Implicaciones de su composición en la evolución tectono-sedimentaria y paleogeográfica. *Estudios Geológicos*, 72(2), 058.
- Morrish, A. H., 1965. *The Physical Principles of Magnetism*, John Wiley & Sons. *New York*.
- Nieto-Samaniego, Á. F., 1992. Fallamiento y estratigrafía cenozoicos en la parte sudoriental de la Sierra de Guanajuato. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 9(2), 146-155.
- Nieto-Samaniego, A. F., Macías-Romo, C., & Alaniz-Álvarez, S. A., 1996. Nuevas edades isotópicas de la cubierta volcánica cenozoica de la parte meridional de la Mesa Central, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 13(1), 117-122.
- Nieto-Samaniego, Á. F., Alaniz-Álvarez, S. A., & Camprubí, A., 2005. La Mesa Central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica Cenozoica. *Boletín de la Sociedad Geológica mexicana*, 57(3), 285-318.
- Nieto-Samaniego, Á. F., Báez-López, J. A., Levresse, G., Alaniz-Álvarez, S. A., Ortega-Obregón, C., López-Martínez, M., & Solé-Viñas, J., 2015. New stratigraphic, geochronological, and structural data from the southern Guanajuato Mining District, México: implications for the caldera hypothesis. *International Geology Review*, 58(2), 246-262.
- Nieto-Samaniego, Á. F., Olmos-Moya, M. D. J. P., Levresse, G., Alaniz-Álvarez, S. A., Abdullin, F., del Pilar-Martínez, A., & Xu, S. 2019. Thermochronology and exhumation rates of granitic intrusions at Mesa Central, Mexico. *International Geology Review*, 1-8.
- Olmos-Moya M. J. P., 2018. Exhumación de los intrusivos Comanja y Tesorera: implicaciones en el levantamiento de la Mesa Central de México. Tesis de maestría. Universidad Nacional Autónoma de México, 209p.
- Ortiz-Hernández, O., Chiodi, M., Lapierre, H., Monod, O., & Calvet, P., 1992. El arco intraoceánico alóctono (Cretácico Inferior) de Guanajuato características petrográficas, geoquímicas, estructurales e isotópicas del complejo filoniano y de las lavas basálticas asociadas implicaciones geodinámicas. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 9(2), 126-145.
- Ozima, M., Ozima, M., & Nagata, T., 1964. Low temperature treatment as an effective means of "magnetic cleaning" of natural remanent magnetization. *Journal of geomagnetism and geoelectricity*, 16(1), 37-40.
- Paterson, S. R., & Tobisch, O. T. 1988. Using pluton ages to date regional deformations: Problems with commonly used criteria. *Geology*, 16(12), 1108-1111.
- Paterson, S. R., Fowler, T.K., Schmidt, K.L., Yoshinobu, A.S., Yuan, E.S. & Miller, R.B., 1998. Interpreting magmatic fabric patterns in pluton. *Lithos* 44, 53-82.
- Paterson, S. R., Vernon, R. H., & Fowler, T. K., 1991. Aureole tectonics. In *short course on contact metamorphism* (pp. 673-722). Mineralogical Society of America.
- Paterson, S. R., Vernon, R. H., & Tobisch, O. T., 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of structural geology*, 11(3), 349-363.

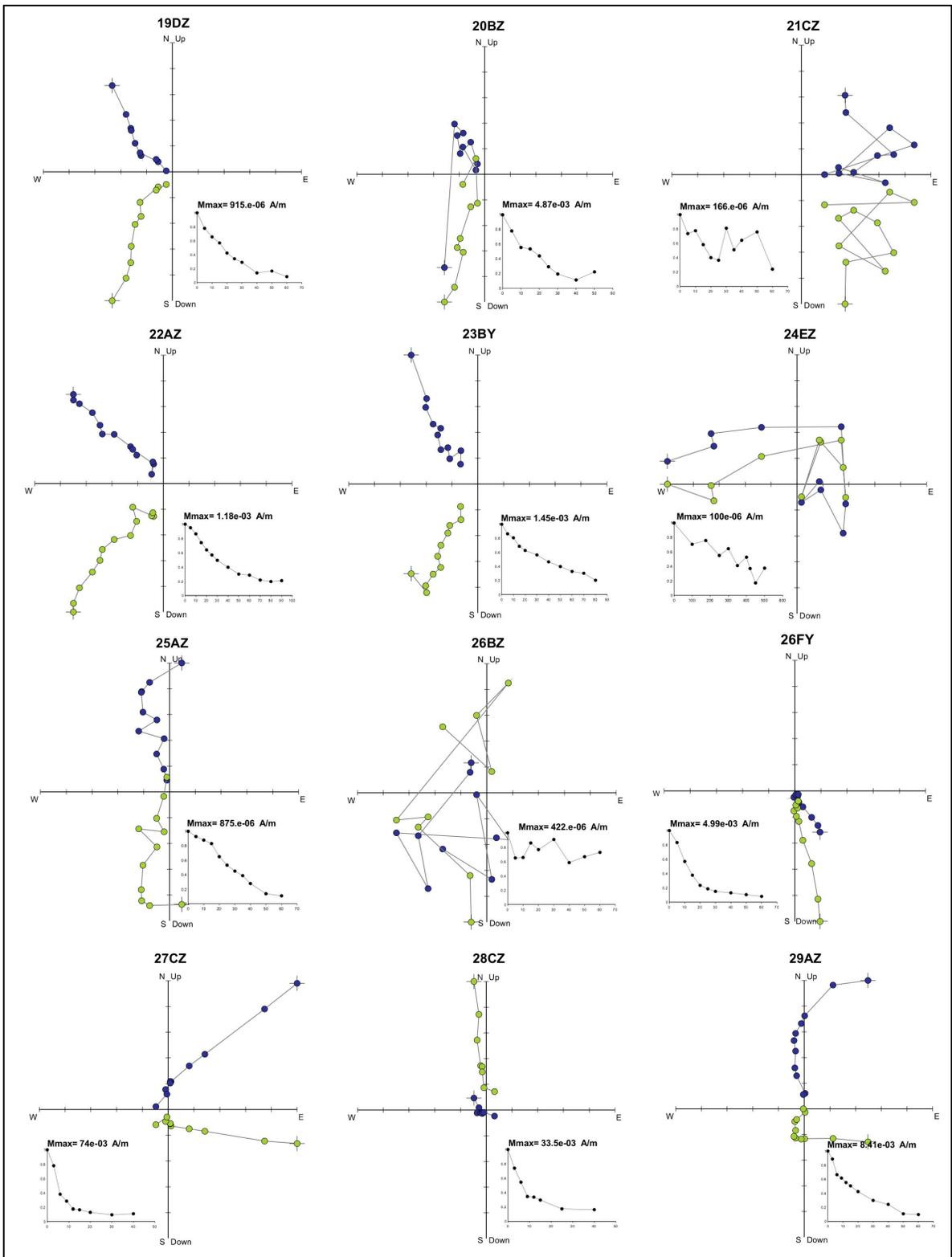
- Petford, N., 1993 Porous media flow in granitoid magmas: an assessment, in D.B. Stone and S.K. Runcorn (eds.) Flow and creep in the solar system: observations, modeling and theory, Kluwer Academic Publisher, Dordrecht, pp. 261-286.
- Pueyo, E. L., Román-Berdiel, M. T., Bouchez, J. L., Casas, A. M., & Larrasoña, J. C., 2004. Statistical significance of magnetic fabric data in studies of paramagnetic granites. *Geological Society, London, Special Publications*, 238(1), 395-420.
- Puy-Alquiza, M. J., Miranda-Avilés, R., García-Barragán, J. C., Loza-Aguirre, I., & Zanor, G. A., 2017. Facies analysis, stratigraphic architecture and depositional environments of the Guanajuato conglomerate in the Sierra de Guanajuato, Mexico. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 69(2), 385-408.
- Quintero-Legorreta, O., 1992, Geología de la región de Comanja, estados de Guanajuato y Jalisco: Universidad Nacional Autónoma de México, *Revista del Instituto de Geología*, 10, 6-25.
- Richter, C., & van der Pluijm, B. A., 1994. Separation of paramagnetic and ferrimagnetic susceptibilities using low temperature magnetic susceptibilities and comparison with high field methods. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 82(2), 113-123.
- Rochette, P., 1987. Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies. *Journal of Structural Geology*, 9(8), 1015-1020.
- Rochette, P., Jackson, M., & Aubourg, C., 1992. Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *Reviews of Geophysics*, 30(3), 209-226.
- Ruíz-González, F.J., 2015. Estudio de las vetas de turmalina que registran la historia de exhumación del Granito de Comanja, Sierra de Guanajuato, México. Universidad Nacional Autónoma de México. Tesis de Maestría. 156p.
- Seyfert, C., 2006. Encyclopedia of Structural Geology and Plate Tectonics. Encyclopedia of Structural Geology and Plate Tectonics, Edited by C. Seyfert. ISBN 3-540-31080-0. Berlín. Springer, 2006.
- Stein, G., Lapiere, H., Monod, O., Zimmermann, J. L., & Vidal, R., 1994. Petrology of some Mexican Mesozoic-Cenozoic plutons: Sources and tectonic environments. *Journal of South American Earth Sciences*, 7(1), 1-7.
- Streckeisen, A., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth-science reviews*, 12(1), 1-33.
- Tardy, M., Lapiere, H., Freydier, C., Coulon, C., Gill, J. B., De Lepinay, B. M., Beck, C., Martinez, J., O. Talavera, O., Ortiz-Hernández, H., Stein, G., Bourdier, J., & Yta, M., 1994. The Guerrero suspect terrane (western Mexico) and coeval arc terranes (the Greater Antilles and the Western Cordillera of Colombia): A late Mesozoic intra-oceanic arc accreted to cratonal America during the Cretaceous. *Tectonophysics*, 230(1-2), 49-73.
- Tarling, D., & Hrouda, F. (Eds.), 1993. Magnetic anisotropy of rocks. Springer Science & Business Media.
- Tauxe, L, Banerjee, S.K., Butler, R.F. and van der Voo R., 2018. Essentials of Paleomagnetism, 5th Web Edition.
- Tomek, F., Žák, J., Verner, K., Holub, F. V., Sláma, J., Paterson, S. R., & Memeti, V., 2017. Mineral fabrics in high-level intrusions recording crustal strain and volcano-tectonic interactions: the Shellenbarger pluton, Sierra Nevada, California. *Journal of the Geological Society*, 174(2), 193-208.
- Torsvik, T., Van der Voo, R., Preeden, U., Niocaill, M. C., Steinberger, B., Doubrovine, P. V., Van Hinsbergen, D. J. J., Domeier, M., Giana, C., Tohver, E., Meert, J., McCausland, P. J. A. & Cocks,

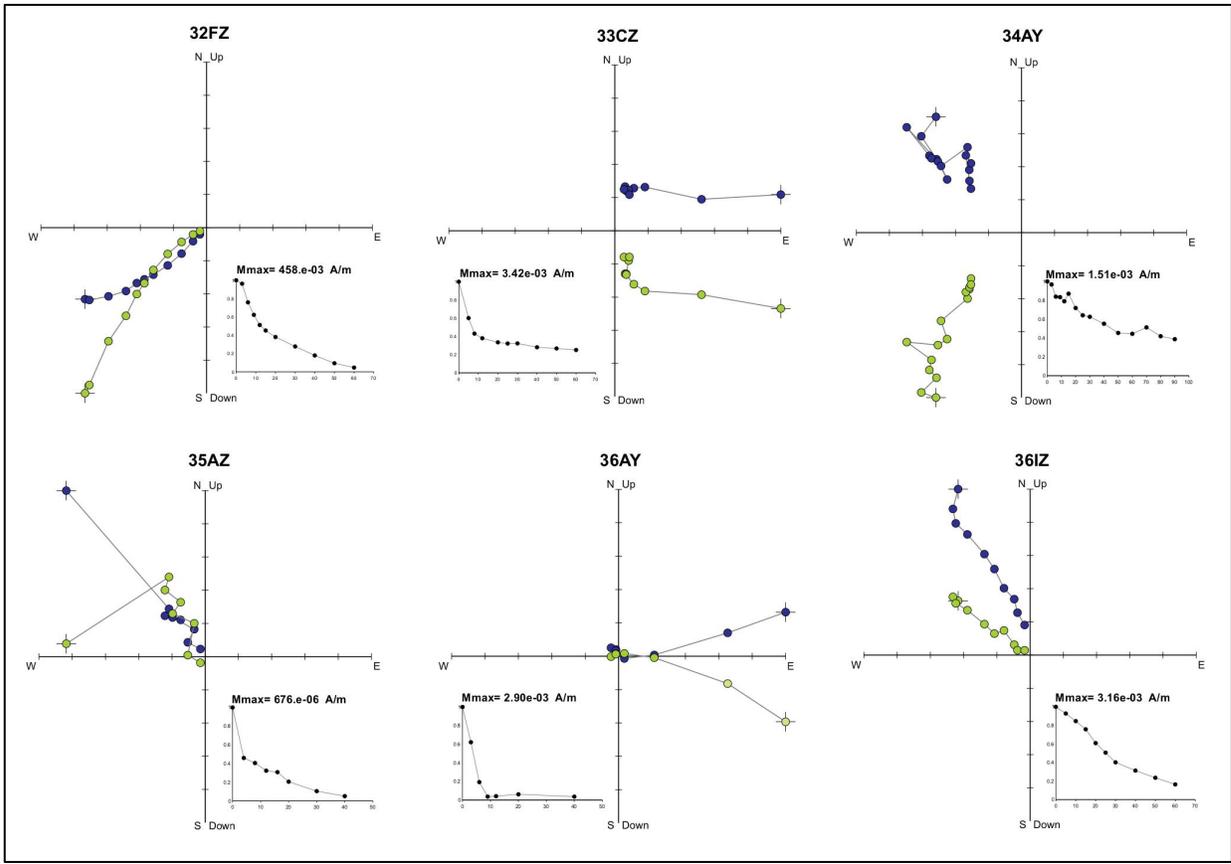
- R., 2012, Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics. *Earth-Science Reviews*, 114, 325-368.
- Tristán-González, M., Aguirre-Díaz, G. J., Labarthe-Hernández, G., Torres-Hernández, J. R., & Bellon, H., 2009. Post-Laramide and pre-Basin and Range deformation and implications for Paleogene (55–25 Ma) volcanism in central Mexico. A geological basis for a volcano-tectonic stress model. *Tectonophysics*, 471(1-2), 136-152.
- Vernon, R. H., 2000. Review of microstructural evidence of magmatic and solid-state flow. *Visual Geosciences*. 5(2), 1-23.
- Vernon, R. H., 2004. A Practical Guide to Rock Microstructure. Cambridge University Press, Cambridge (594 pp).
- Verwey, E. J. W., 1939. Electronic conduction of magnetite (Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub>) and its transition point at low temperatures. *Nature* 144, 327–328.
- Wittich, E. L., 1909, Algunos datos preliminares sobre los diques de aplito-pegmatita, cerca de Silao, Guanajuato. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 6, 173-179.
- Zijderveld, J. D. A., 1967, AC demagnetization of rocks: Analysis of results, *Methods in Paleomagnetism* DW Collinson, KM Creer, SK Runcorn, 254–286.

# ANEXOS

ANEXO 1. Diagramas de desmagnetización ortogonal representativos para cada uno de los sitios, y evolución de la intensidad de la remanencia normalizado con  $M_{max}$ , desmagnetización AF. Simbolos azules corresponde a proyección horizontal y verde proyección vertical.







**ANEXO 2.** Proyección de igual área en el hemisferio inferior de las direcciones principales de la susceptibilidad magnética, después de corrección paleomagnética (basculamiento 20° al NE).

