



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO  
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

LOS MICROGRANITOS DEL MIOCENO TARDÍO EN EL DOMINIO COSTERO SUR DE SONORA,  
MÉXICO: SIGNIFICADO GEODINÁMICO E IMPLICACIONES PETRO-TECTÓNICAS  
RELACIONADAS CON LA APERTURA DEL GOLFO DE CALIFORNIA

TESIS  
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:  
DOCTORADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:  
LUIS ALONSO VELDERRAIN ROJAS

DIRECTOR DE TESIS: DR. JESÚS ROBERTO VIDAL SOLANO  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA, UNIVERSIDAD DE SONORA  
CO-DIRECTOR DE TESIS: DR. LUIS MANUEL ALVA VALDIVIA  
LABORATORIO DE PALEOMAGNETISMO, UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE  
MÉXICO

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR  
DR. JESÚS ROBERTO VIDAL SOLANO  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA, UNIVERSIDAD DE SONORA  
CO-DIRECTOR DE TESIS: DR. LUIS MANUEL ALVA VALDIVIA  
LABORATORIO DE PALEOMAGNETISMO, UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE  
MÉXICO

DR. LUIS DELGADO  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA, CICESE  
DR. LUIGI SOLARI  
CENTRO DE GEOCIENCIAS, UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

Hermosillo, Sonora, Mayo 2021



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**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.



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

INSTITUTO DE GEOLOGÍA

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

ESTACIÓN REGIONAL DEL NOROESTE

**Los microgranitos del Mioceno tardío en el dominio costero sur de Sonora, México: Significado geodinámico e implicaciones petro-tectónicas relacionadas con la apertura del Golfo de California.**

TESIS

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:  
**DOCTOR EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

PRESENTA

**LUIS ALONSO VELDERRAIN ROJAS**

COMITÉ TUTOR:

Dr. Jesús Roberto Vidal Solano (Director)  
Dr. Luis Manuel Alva Valdivia (Co-Director)  
Dr. Luis Delgado (miembro)  
Dr. Luigi Solari (miembro)

JURADO

Dr. Jesús Roberto Vidal Solano  
Dr. Luis Manuel Alva Valdivia  
Dr. Luca Ferrari  
Dr. Joann Stock

Proyecto Ciencia Básica CONACYT 180784: Evolución Geodinámica del Proto-Golfo de California:  
Énfasis en los vestigios volcánicos del Mioceno en Sonora.

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 calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas de, o referencias a la obra de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales.

**Luis Alonso Velderrain Rojas**

Posgrado en Ciencias de la Tierra ERNO/UNAM

## DEDICATORIA

*A mis padres y hermana*

*Gracias por su apoyo incondicional.*

## **Agradecimientos**

Se agradece al CONACYT por permitirme ser becario dentro del programa de posgrado en Ciencias de la Tierra de la UNAM. También agradezco el apoyo al Departamento de Geología de la UNISON, Instituto de Geología de la ERNO/UNAM y al Instituto de Geofísica de la UNAM.

Durante los 4 años, muchas personas están involucradas directa o indirectamente y a todas esas personas les agradezco su gran apoyo para la realización de este trabajo. Agradezco a los compañeros, amigos y geólogos que me ayudaron en el trabajo de campo, entre ellos; Geol. Abraham Ramos, Geol. Adilene Ochoa, Geol. Rigoberto Puentes, Geol. Orlando Carranza, Geol. Crisia Román, estudiante Luis Rojo, Lic. Alan Amadeus y Dra. Georgina Torres. Agradezco a los maestros con los que en su momento pude discutir los aspectos geológicos y temas relacionados a la temática; Dr. Jesús Vidal, Dr. Ricardo Vega, Dr. Francisco Paz, Dr. Luigi Solari, Dr. Luis Delgado, Dr. Luis Alva y M.C. Alejandra Gómez. Le doy las gracias a M.C. Antonio Rangel, Dr. Alejandro Rodríguez, M.C. Bernardo García, M.C. Arnaldo Hernández, Lic. German Manuel, Dr. Ahmed Mahgoub y Dr. Amar Agarwal, con quien pude discutir los resultados de AMS. Agradezco al Dr. Roberto Molina por su apoyo en la medición de AMS en el CEGEO-UNAM. Agradezco al Dr. Thierry Calmus, Dra. Melanie, Dr. Carlos Ortega y Dr. Luigi Solari por su apoyo en la preparación, separación y análisis para datación U-Pb en zircones. Agradezco a la Dra. Diana Meza y Dra. Belem González por su ayuda en los análisis de FRX con el equipo portátil. A su vez, le doy gracias al Dr. Marek Awdankiewicz, director del Departamento de Mineralogía y Petrología del Instituto de Ciencias Geológicas de la Universidad de Wroclaw y al técnico Piotr. Jezierski, por su apoyo durante una estancia en el Laboratorio de Petrografía de la Universidad de Wroclaw, Polonia. Agradezco además al Dr. Miguel Rangel por su apoyo para la realización de esta estancia de investigación. También, quiero agradecer al Dr. Luca Ferrari, Dra. Joann Stock y Dr. Francisco Paz, por sus valiosas sugerencias y correcciones a este trabajo. Por último, para mi es importante hacer mención y agradecer de todo corazón a aquellas personas que estuvieron involucradas indirectamente en la presente investigación y con las que siempre sentí un apoyo emocional, mi familia, mis padres, mi hermana, amigos y en especial a Carlos Flores López†.

## Resumen

Cuerpos graníticos subvolcánicos (CGS) están expuestos intermitentemente en la costa sur de Sonora, NW de México, caracterizada por presentar un volcanismo *syn-rift* relacionado al desarrollo del límite transtensional de placas Pacífico-Norteamérica durante el Mioceno Tardío (~12.5--~6 Ma). Las edades U/Pb obtenidas de dichos cuerpos intrusivos dan edades de ca. 11 Ma, relacionando a los CGS a las primeras etapas de este evento tectónico desarrollado en el actual Golfo de California. Las variaciones en la mineralogía magnética y las relaciones texturales a partir de estudios petrográficos, sugieren que los CGS corresponden a un complejo de cuerpos hipabisales con diferentes niveles de profundidad de emplazamiento. Los datos geoquímicos (elementos mayores y traza) asocian co-genéticamente a los CGS de la región, mostrando además su relación genética con el volcanismo *syn-rift* y por otra parte, permite sugerir que los CGS podrían ser producto de la cristalización fraccionada de magmas máficos toleíticos de una probable fuente enriquecida. El reconocimiento geológico y las estructuras primarias ponen en evidencia la amplia extensión de los CGS como lomeríos aislados de formas tabulares sub-horizontales y como cuerpos emplazados en una secuencia volcánica félsica. Los datos de anisotropía de susceptibilidad magnética revelan que generalmente, la lineación magnética es subparalela a la foliación magnética, siendo ambas además, sub-horizontales, sugiriendo un emplazamiento lateral. Un estudio paleomagnético en las rocas intrusivas estudiadas, indica que sufrieron rotaciones sobre un eje vertical de hasta 90° en sentido horario, relacionado a fallas laterales de deslizamiento dextral y a la formación de estructuras sigmoidales. De esta manera, las observaciones de campo, la orientación de la fábrica magnética y la distribución de los CGS sugieren que los magmas fueron inyectados en un contexto transtensional, ascendiendo probablemente a través de grandes grietas de tensión N-S a partir de un reservorio magmático más profundo y emplazados en una secuencia volcánica *syn-rift* para formar sills. Nosotros sugerimos que las rotaciones calculadas en los CGS forman parte de un único contexto tectónico de tipo transtensional relacionado al límite divergente de placas Pacífico-Norteamérica, el cual fue cambiando progresivamente. Estos intrusivos no solo se distinguen por la edad de las rocas plutónicas que conforman abundantemente al basamento en el NW de México, sino que su distribución, su ambiente de emplazamiento y su estilo de deformación, revelan una relación genética con el *rifting* oblicuo del Golfo de California.

## **Abstract**

Subvolcanic granitic bodies (SGB) are exposed intermittently over a wide area in the Sonora coast, NW Mexico. This region is characterized by syn-rift volcanism related to the development of the Pacific-North America transtensional plate boundary during the Late Miocene (~12.5--~6 Ma). The ca. 11 Ma U/Pb age obtained, makes the SGB part of the first stages of this tectonic event. Variations in magnetic mineralogy and textural relationships of the SGM suggest that they are a hypabyssal suite with distinct depth of emplacement. Geochemistry data indicate that the SGB are co-genetic and point to a relationship with the syn-rift volcanism. Also, they suggest that the SGM could be product of the fractional crystallization of enriched tholeiitic parental magma. The fieldwork observations highlight their wide extension as sub-horizontal tabular isolated outcrops. Moreover, indicate that these intrusive bodies were emplaced into a felsic volcanic sequence. The anisotropy of magnetic susceptibility reveals that, generally, the magnetic lineation is subparallel to the magnetic foliation and both are sub-horizontal, suggesting lateral emplacement. The paleomagnetic study on the intrusive rocks indicate clockwise vertical axis rotations up to 90°, related to dextral strike-slip faults and the formation of sigmoidal structures. The fieldwork observations, magnetic fabric orientation, and the distribution of the SGM suggest that the magmas were propagated in a transtensional setting ascending probably through major N-S tension gashes from a deep main magma body, and emplaced as sheet intrusions in the syn-rift volcanic sequence. We propose that the vertical axis rotations of the SGM are part of a unique transtensional-type deformation system of the oblique-divergent plate boundary, which it gradually changing. The SGB is distinguished from other plutonic rocks forming most of the basement of NW Mexico by their age, distribution, emplacement environment, and deformation style as part of the oblique rifting in the Gulf of California plate boundary.

## Índice

<b>CAPÍTULO I.</b> ....	12
<b>Introducción</b> .....	12
1.1 Introducción .....	13
1.2 Motivación, justificación y objetivos .....	15
1.3 Metodología .....	16
<b>CAPÍTULO II.</b> .....	18
<b>Evolución geodinámica del Golfo de California y el magmatismo granítico subvolcánico.</b> ...	18
2.1 Evolución cinemática del proto-Golfo de California y la formación del Golfo de California. .....	19
2.2 Configuración tectónica y geológica de la región costera Sur de Sonora .....	21
2.3 Deformación transtensional en contextos de <i>rift</i> . .....	27
2.4 Características de los intrusivos hipabisales .....	30
2.5 Antecedentes del estudio de los Cuerpos Graníticos Subvolcánicos en la costa de Sonora. .	31
2.5.1 Edad de los Cuerpos Graníticos Subvolcánicos .....	33
<b>CAPÍTULO III.</b> .....	35
<b>Los Cuerpos Graníticos Subvolcánicos del Mioceno en la costa de Sonora, México.</b> .....	35
3.1 Características geológicas de los Cuerpos Graníticos Subvolcánicos.....	36
3.2. Petrografía y mineralogía.....	43
3.3 Geoquímica .....	46
3.3.1 Características geoquímicas .....	47
3.4. Geocronología .....	53
3.4.1 Resultados .....	53
3.5. Paleomagnetismo .....	55
3.5.1 Muestras y experimentos de laboratorio .....	55
3.5.2 Mineralogía magnética.....	56
3.5.3 Análisis paleomagnético .....	60
3.5.4 Polaridad magnética .....	66
3.5.5 Análisis de la Anisotropía de Susceptibilidad Magnética .....	67
3.5.6 Análisis direccional de la fábrica magnética.....	71
3.5.7 Estructuras primarias.....	74
<b>CAPÍTULO IV.</b> .....	75
<b>Implicaciones petro-tectónicas de los Cuerpos Graníticos Subvolcánicos</b> .....	75

4.1 Edad y geoquímica del magmatismo granítico subvolcánico: Petrogénesis y evento tectónico relacionado.....	76
4.1.1 Granitos subvolcánicos Tipo A? .....	76
4.1.2 Relación con el volcanismo de <i>rift</i> .....	80
4.1.3 Origen petrogenético .....	82
4.1.4 Asimilación y cristalización fraccionada de los Cuerpos Graníticos Subvolcánicos .....	84
4.1.5 Edad del evento tectónico relacionado a los Cuerpos Graníticos Subvolcánicos .....	86
4.2 Implicaciones petrológicas del portador magnético .....	88
4.3 Estructuras primarias: Implicaciones para el nivel de emplazamiento .....	91
4.4 Rotación del eje vertical o rotación del eje horizontal? .....	95
4.5 Emplazamiento y deformación de los Cuerpos Graníticos Subvolcánicos.....	96
4.6 Deformación transtensional durante el proto-Golfo de California.....	99
4.7 Magmatismo y tectónica.....	104
4.8 Evolución tectónica del <i>rift</i> oblicuo en la parte central del Golfo de California.....	104
<b>CAPÍTULO V</b> .....	107
<b>Conclusiones</b> .....	107
<b>Bibliografía</b> .....	109
<b>Lista de Figuras</b> .....	124
<b>Lista de Tablas</b> .....	130
<b>Anexo 1. Análisis por EDS</b> .....	131
1.1 Metodología .....	131
<b>Anexo 2. Geoquímica de Fluorescencia de Rayos X</b> .....	133
2.1 Metodología para el análisis estadístico de precisión y exactitud.....	133
2.2 Tablas .....	136
<b>Anexo 3: Geocronología U-Pb</b> .....	137
3.1. Metodología .....	137
3.2 Tablas .....	139
3.3 Principios y generalidades.....	140
3.3.1 Datando en zircones mediante el método U-Pb .....	141
<b>Anexo 4: Paleomagnetismo</b> .....	143
4.1 Metodología .....	143
4.2 Análisis de dirección de la Magnetización Remanente Característica (ChRM) .....	144
4.3 Anisotropía de susceptibilidad magnética.....	146

4.4 Propiedades magnéticas .....	148
4.5 Polaridad magnética .....	152
4.6 Tablas .....	152
4.7 Principios y generalidades.....	155
4.7.1 Componentes del Campo Magnético Terrestre. ....	157
4.7.2 La magnetización de rocas y minerales.....	158
4.7.3 La importancia del tamaño .....	160
4.7.4 Temperatura de Curie.....	162
4.7.5 Magnetización remanente natural (NRM, <i>Natural Remanent Magnetization</i> ) .....	162
4.7.6 Clasificación de los materiales magnéticos.....	164
4.7.7. Principales minerales magnéticos .....	169
4.7.8 Tipos de desmagnetización y descripción de las técnicas analíticas. ....	171
4.7.9 Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (AMS, <i>Anisotropy of magnetic susceptibility</i> ). .....	174
4.7.10 Susceptibilidad vs. Temperatura.....	180
4.7.11 Cálculo de rotaciones .....	181
<b>Anexo 5. Fotografías representativas de campo .....</b>	<b>183</b>

## **Prefacio**

La presente investigación se aborda en 4 capítulos más un listado de referencias que da crédito a la literatura consultada para complementar las temáticas del presente trabajo. El **primer capítulo** es un apartado introductorio, enfocado en la problemática y los objetivos del trabajo. **El segundo capítulo**, enfatiza en la evolución geológica y tectónica del Golfo de California y su relación con el magmatismo estudiado. **El tercer capítulo** está enfocado en los resultados del trabajo de campo y de las técnicas analíticas utilizadas, que incluye; el estudio petrográfico, geoquímico, geocronológico y paleomagnético. **El cuarto capítulo** está enfocado en la integración y análisis de los resultados con una discusión que contempla las diferentes aristas generadas en la presente investigación, como son: resultados de campo, petrográficos, geoquímicos, geocronológicos y paleomagnéticos, poniendo en realce la importancia de los cuerpos graníticos subvolcánicos miocénicos para el conocimiento geológico del NW de México. Al final de este trabajo se incluyen los **Anexos 1, 2, 3, 4 y 5** donde se detallan las metodologías de las técnicas empleadas junto con sus principios y generalidades y se recopilan los datos, tablas y fotografías de apoyo.

# **CAPÍTULO I.**

## **Introducción**

---

## 1.1 Introducción

Se ha demostrado que los intrusivos granitoides son el principal componente de la corteza continental superior, y su exposición en superficie es una evidencia de la deformación que sufrió la corteza muchas veces ligada a su emplazamiento, y por lo tanto, son una evidencia de la evolución geodinámica en los diversos contextos tectónicos, ya sea en un régimen de compresión, transpresión, extensión, y transtensión (Vigneresse, 1995, 2004; Brown, 2013). Parte de estos contextos tectónicos, principalmente los relacionados a movimientos divergentes y transcurrentes o la combinación de ambos, son los que caracterizan a la formación del Golfo de California (GC; Wilson *et al.*, 2005; Fig. 1)

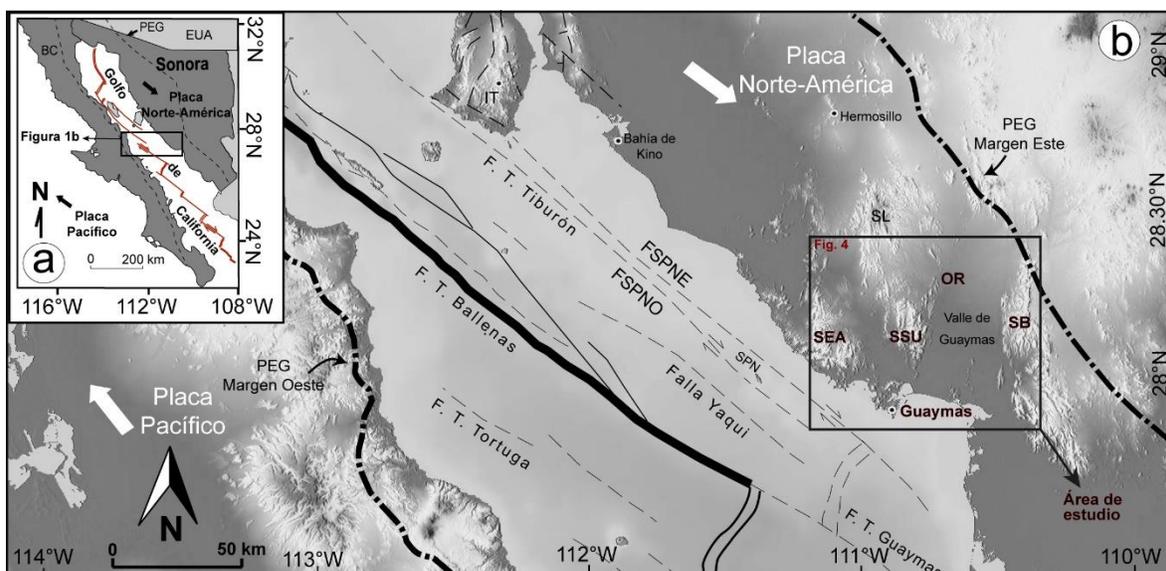
A lo largo de los años, se ha debatido sobre el desarrollo de la evolución cinemática de la reorganización del nuevo límite de placas Pacífico-Norteamérica (PAC-NAM) en el NW de México y la apertura del Golfo de California, durante el Mioceno (Spencer y Normark, 1979; Atwater, 1989; Stock y Hodges, 1989; Oskin *et al.*, 2001; Oskin y Stock, 2003; Fletcher *et al.*, 2007; Ferrari *et al.*, 2013; Duque-Trujillo *et al.*, 2015; Bennett *et al.*, 2013, 2017; Darin *et al.*, 2016; Ferrari *et al.*, 2017), principalmente desde el cese de la subducción de la placa Farallon debajo de la placa Norteamericana (~16Ma) (Stock y Lee, 1994), hasta su establecimiento y formación del actual GC a los ~6 Ma (Figs. 1 y 2; Wilson *et al.*, 2005; McQuarrie y Wernicke, 2005; Umhoefer *et al.*, 2018).

Esta evolución tectono-magmática esta marcada por una primera etapa comunmente llamada como proto-Golfo de California (Karig y Jensky, 1972). El proto-Golfo de California fue considerado originalmente como un rift volcano-tectónico donde se desarrollo principalmente un fallamiento normal, que ocurrió durante el Mioceno medio-superior en los margenes del Golfo de California (GC) y que controló la posterior apertura del GOC (Karig y Jensky, 1972). Sin embargo, en la costa de Sonora y durante este tiempo, se ha evidenciado la ocurrencia de fallas normales, fallas de rumbo dextral y rotaciones de bloques corticales tanto al este como al oeste del límite de placas PAC-NAM (Figs. 1 y 3; Vidal *et al.*, 2007; Seiler *et al.*, 2010; Bennett *et al.*, 2013; Bennett y Oskin, 2014; García-Martínez *et al.*, 2014; Darin *et al.*, 2016).

Esta geodinámica de *rift* oblicuo (proto-Golfo), fue acompañada en la región costera de Sonora, por un amplio magmatismo miocénico (Johnpeer, 1977; Sheridan *et al.*, 1979; Cochemé, 1981; Mora-Alvarez y McDowell, 2000; Mora-Klepeis y McDowell, 2004; Roldán-Quintana *et al.*, 2004; Vargas Navarro, 2005; Vidal-Solano *et al.*, 2005, 2008, 2013; Barrera-Guerrero, 2011; Gómez-Valencia, 2014; Velderrain-Rojas, 2014, 2016; Bennett *et al.*, 2015; Darin *et al.*, 2016; Velderrain Rojas *et al.*, 2018; Pérez Aguilar, 2019), que desarrolló numerosos **cuerpos graníticos subvolcánicos (CGS**, Fig. 4; Cochemé, 1981; Mora-Alvarez y McDowell, 2000; Roldán-Quintana *et al.*, 2004; Vargas Navarro, 2005; Velderrain-Rojas, 2014, 2016; Velderrain Rojas *et al.*, 2018; Ramos-Armenta, 2019).

La edad, la amplia extensión y la presencia de estos **CGS** asociados genéticamente con unidades volcánicas encajonantes a lo largo de franjas de afloramientos con orientaciones preferenciales N-S y NE-SW, nos hizo pensar que tienen una relación con la evolución geodinámica del límite de placas PAC-NAM, y que el desarrollo del *rift* oblicuo del GC es el responsable del emplazamiento y exhumación de los **CGS**. Bajo este contexto, este trabajo investiga los **CGS** como una evidencia de la deformación de la corteza y busca: **1)** reconocer las características petrológicas que puedan relacionar a los **CGS** entre sí y con el volcanismo costero, darle un significado petrogenético aplicando estudios petrográficos y geoquímicos, **2)** determinar la edad de los **CGS**, con la cual podremos constreñirlos a una etapa tectono-magmática en el tiempo, basados en análisis geocronológicos U-Pb y definir si los **CGS** corresponden a un mismo pulso magmático, **3)** proponer un modelo geodinámico que explique los mecanismos responsables para el emplazamiento y deformación de los **CGS**.

Debido a la ausencia de indicadores cinemáticos y la complejidad estructural de la región de estudio, en este trabajo utilizamos anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS), como una herramienta muy útil para determinar la fábrica magnética (foliación y lineación magnética) y explorar la estructura y geodinámica del emplazamiento de granitos en la corteza (Nédélec y Bouchez, 2015). Además, el trabajo paleomagnético enfocado en el análisis de la remanencia magnética, nos permitió definir posibles movimientos de los bloques rocosos (Butler, 1992).



**Fig. 1.** Localización del área de estudio. (a) Mapa tectónico mostrando el límite de placas Pacífico-Norteamérica en el NW de México y el límite de la Provincia Extensional del Golfo (PEG; Oskin y Stock, 2003). BC, Baja California; EUA, Estados Unidos de América. (b) Localización de la zona de estudio dentro de la PEG. Se muestra la configuración tectónica del Golfo de California con las principales fallas activas (línea sólida) e inactivas (línea punteada) y el movimiento relativo de las placas (flechas blancas). F.T., Falla Transformante; SL, Sierra Libre; SSU, Sierra Santa Úrsula; SEA, Sierra El Aguaje; SB, Sierra El Bacatete; OR, Ortíz; IT, Isla Tiburón; SPN, San Pedro Nolasco; BC, Baja California. FSPNE, Falla San Pedro Nolasco Este; FSPNO, Falla San Pedro Nolasco Oeste.

## 1.2 Motivación, justificación y objetivos

En la región costera sur de Sonora, se han realizado numerosas investigaciones enfocadas en el magmatismo Neógeno y su relación con la evolución del límite de placas PAC-NAM. En particular se logró identificar la presencia de cuerpos intrusivos hipabisales micrograníticos que presentan una amplia distribución dentro de la región costera de Sonora, al este del límite de placas PAC-NAM (Fig. 1). Este tipo de magmatismo ha sido estudiado por diversos autores, quienes han reportado sus características petrográficas, geoquímicas y de propiedades magnéticas (Cochemé, 1981; Mora-Alvarez y McDowell, 2000; Roldán-Quintana *et al.*, 2004; Vargas Navarro, 2005; Velderrain-Rojas, 2014, 2016; Velderrain Rojas *et al.*, 2018; Ramos-Armenta, 2019). Sin embargo, hemos visto que no se ha explicado su distribución espacio-temporal, la manera en que estas rocas fueron emplazadas, exhumadas y deformadas, así como su relación con el contexto tectónico regional. Los trabajos previos también muestran que no se tiene claro si este magmatismo corresponde a cuerpos tabulares horizontales formados por sills o intrusiones verticales de diques, si corresponden a apófisis de una masa plutónica mayor, o si en cambio corresponden a varios cuerpos intrusivos. Bajo este conocimiento previo nace el interés por el estudio de estos

cuerpos sub-volcánicos, aplicando estudios petrográficos, geocronológicos, geoquímicos y paleomagnéticos, con los cuales podremos darle un significado a la aparición de este tipo de intrusivos hipabisales en la región costera de Sonora, durante el desarrollo del límite PAC-NAM en el Mioceno.

De esta manera, el objetivo principal de la presente investigación es:

- *Establecer el contexto geológico y tectónico de los cuerpos graníticos subvolcánicos miocénicos de la región costera de Sonora y su relación con la evolución geodinámica del Noroeste de México, en particular con el Proto-Golfo de California.*

Para definir este objetivo principal, se plantean los siguientes objetivos particulares:

- *Definir la distribución espacial de los intrusivos hipabisales en la costa de Sonora.*
- *Establecer una caracterización de campo, petrográfica, geoquímica, geocronológica y de propiedades magnéticas, para determinar el tipo de emplazamiento.*
- *Realizar un análisis paleomagnético-tectónico-estructural, para determinar los posibles mecanismos de emplazamiento, exhumación y deformación.*
- *Proponer un modelo de emplazamiento y deformación de los intrusivos hipabisales miocénicos a partir de los resultados obtenidos.*
- *Proponer un modelo cinemático de la evolución del proto-Golfo de California que explique la ocurrencia de los cuerpos graníticos subvolcánicos.*

### 1.3 Metodología

La presente investigación, se desarrolló siguiendo una metodología que podemos dividir en 6 etapas, durante los 8 semestres en el Programa de Doctorado en Ciencias de la Tierra de la UNAM.

**La primera etapa** consistió en un trabajo de gabinete, encaminado a la recopilación y consulta bibliográfica, enfocada en la evolución geodinámica del Golfo de California, los trabajos previos relacionados al objeto de estudio y en un análisis de las técnicas que se emplearon en este trabajo, con el fin de obtener las mejores herramientas para la medición, análisis e interpretación y con las cuales se pudieron desarrollar las Unidades Teóricas y de

Investigación. En esta etapa también se realizó la selección de sitios y sectores de interés para el trabajo de campo por medio de imágenes de satélite y mapas cartográficos previamente reportadas en la literatura.

**En la segunda etapa** se llevó a cabo el reconocimiento de campo, donde se pudo obtener una cartografía que muestra, distribución, límites y características de los CGS en los sectores estudiados. En el trabajo de campo se realizó un muestreo sistemático para estudios petrográficos y geocronológicos.

**La tercera etapa** estuvo enfocada en el trabajo paleomagnético por medio de un muestreo de núcleos de roca de los CGS.

**La cuarta etapa** estuvo encaminada en los estudios analíticos de laboratorio (petrográficos, geoquímicos, geocronológicos y paleomagnéticos), por medio de estancias de investigación.

En la **quinta etapa** se realizó la integración, análisis e interpretación de los resultados obtenidos.

Finalmente, en la **sexta etapa** se culminó este trabajo de investigación con la redacción del manuscrito de tesis y la elaboración de figuras necesarias por su fácil lectura. La explicación de los métodos analíticos, así como sus principios generales, tablas y fotografías se detallan en los **Anexos**.

## **CAPÍTULO II.**

### **Evolución geodinámica del Golfo de California y el magmatismo granítico subvolcánico.**

---

## 2.1 Evolución cinemática del proto-Golfo de California y la formación del Golfo de California.

El nacimiento del límite de placas PAC-NAM a los ca. 12.5 Ma en el NW de México, bajo el movimiento oblicuo de las placas, desembocó en la formación del Golfo de California (~6 Ma), deformando las regiones aledañas tanto al Este como al Oeste. Se ha estimado que desde el fin de la subducción (~12.5) hasta el presente, el movimiento relativo entre las placas ha sido de ~650 km (Atwater y Stock, 1998). Sin embargo, solo se ha calculado un desplazamiento dextral desde los 6 Ma de ca. 200-300 km a lo largo del azimut 312° en dirección paralela a las fallas transformantes activas en el Golfo de California (Atwater y Stock, 1998; Oskin *et al.*, 2001; Oskin and Stock, 2003). Por otra parte, se ha propuesto que desde los ~12.5 Ma hasta los 6 Ma, el desplazamiento restante pudo haber sido a lo largo de la zona de falla Tosco-Abreojos o al menos, fuera del GC (Atwater y Stock, 1998; Oskin *et al.*, 2001).

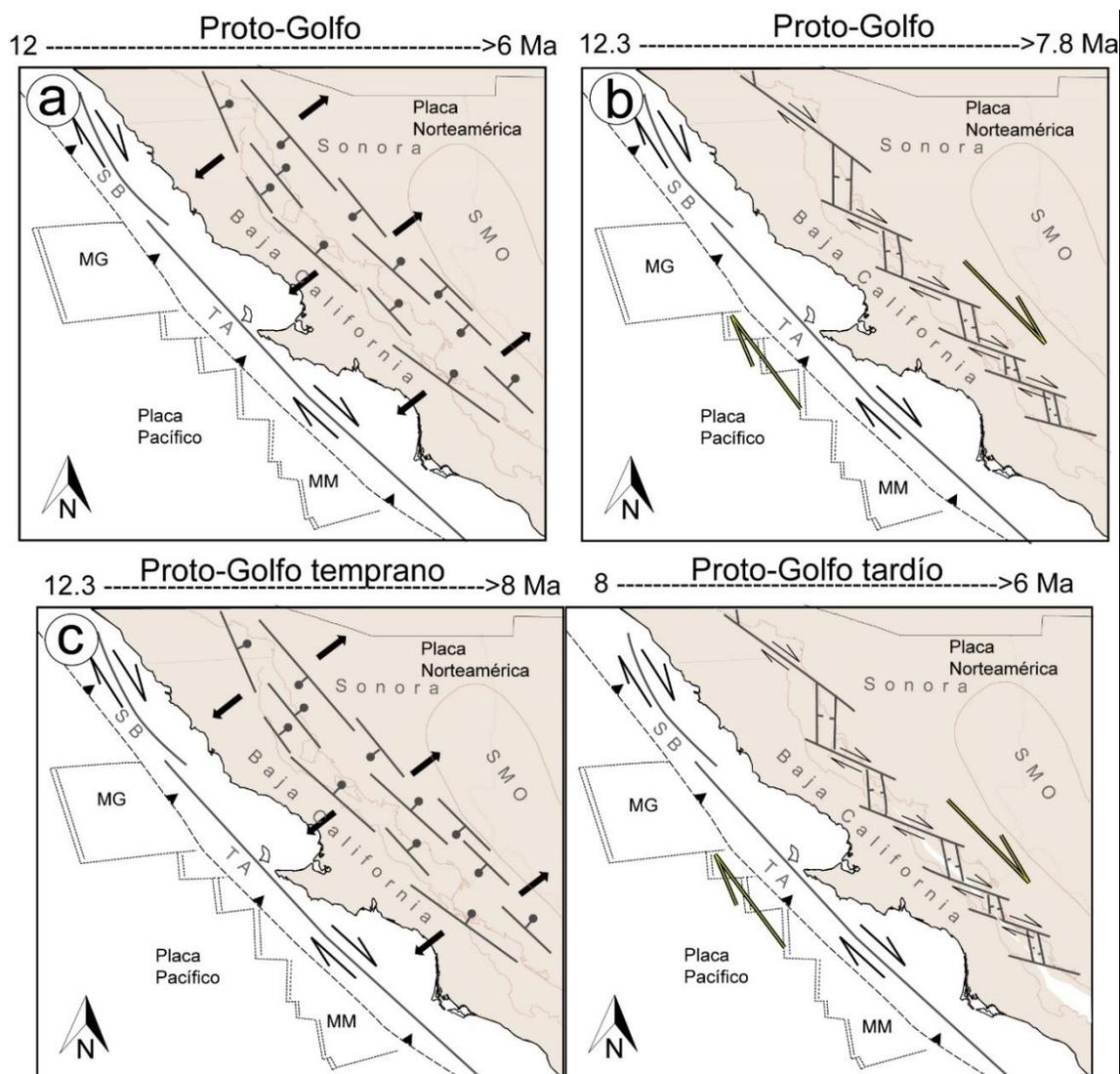
Diversos modelos cinemáticos tratan de explicar cómo, y dónde, ha sido acomodado el movimiento de las placas PAC y NAM en el NW de México, particularmente en la costa de Sonora, entre los 12.5-6 Ma, en un periodo de tiempo que define al proto-Golfo (Spencer and Normark, 1979; Stock and Hodges, 1989; Wilson *et al.*, 2005; Fletcher *et al.*, 2007; Bennett *et al.*, 2013; Darin *et al.*, 2016).

*The strain partitioning model* (Fig. 2a), propone que la deformación durante la fase del proto-Golfo fue particionada, primero en una cizalla dextral a través de fallas transformantes en la Zona de Falla Tosco-Abreojos, así como un *rifting* ortogonal en continente, al este del actual límite de placas, entre los 12.5 a los 6 Ma (Spencer y Normark, 1979; Stock y Hodges, 1989). Se cree que el principal movimiento de falla transformante, durante el Neógeno en la zona de Falla Tosco Abreojos, ocurre debido a que es la localidad más débil considerando que fue el paleo-límite de placas entre la antigua microplaca convergente y la placa de Norte América. Además, esta zona de falla, es paralela a la dirección del movimiento promedio calculado de la placa Pacífico-Norteamérica durante el periodo de 10-4.5 Ma (Spencer y Normark, 1979).

Un segundo modelo, propone que la deformación en el Golfo de California implica 150 km de cizalla dextral al Oeste de Baja California, dejando ~150 km de movimiento acomodado por transtensión dextral al Este de Baja California en la PEG, entre los 12.5 – 6

Ma (Fig. 2b; Fletcher *et al.*, 2007). Un modelo de *Progressive localization* (Fig. 2c) expone primero, que entre los ~12.5 Ma – ~9 Ma, la deformación transtensiva fue distribuida a lo largo de dos distintas zonas de deformación, tanto al Este como al Oeste de la microplaca de Baja California y posteriormente, en una etapa tardía del proto-Golfo (8 – 6 Ma), el fallamiento lateral comenzó en una zona de cizalla dextral, con fallas en echelón, ubicada en la Costa Central de Sonora (Bennett *et al.*, 2013; Darin *et al.*, 2016). Otro modelo sugiere que la extensión a lo largo del sureste y centro de la PEG comenzó desde el Oligoceno tardío, y que durante el Mioceno medio se llevó a cabo en el futuro Golfo de California, lo que dejó una franja litosférica adelgazada ca. 12.5 Ma, donde se desarrolló una deformación transtensional dextral por el alto grado de oblicuidad entre las placas PAC-NAM que llevó a la ruptura para formar el actual GC (Bryan *et al.*, 2013; Ferrari *et al.*, 2013, 2017; Duque-Trujillo *et al.*, 2015)

Mientras la transtensión se desarrollaba en continente al este del actual límite de placas durante esta época (12.5-6 Ma), los estudios geológicos en continente y geofísicos en el GC, muestran que la deformación migró hacia el Oeste localizándose en el GC a los ca. 8-7 Ma, para formar el actual *rift* del GC, conformado por grandes fallas transformantes de deslizamiento dextral y cuencas *pull-apart*, que se conectan con el sistema de fallas de San Andrés (Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007; Dorsey *et al.*, 2007; Dorsey, 2010; Umhoefer *et al.*, 2018). Este proceso resulta en una evidencia clara de una deformación transtensiva y la evolución del *rift* oblicuo. Durante la localización del límite de placas en el GC, una serie de incursiones marinas atravesaron las cuencas de Pescadero y Farallón, y que posteriormente llevaron a la acumulación de extensos depósitos evaporíticos en la cuenca de Guaymas ca. 7 Ma (Oskin y Stock, 2003; Miller y Lizarralde, 2013; Umhoefer *et al.*, 2018). A los 6 Ma, el movimiento dextral del límite transformante se localizó enteramente en el centro del Golfo de California (Oskin *et al.*, 2001) y dejó un margen inactivo al este del límite de placas, que involucró el abandono de las cuencas Adair, Tepoca, Tiburón Superior y Yaqui, mientras que las cuencas Wagner, Consag, Delfin superior e inferior y Guaymas, forman parte del nuevo margen activo al oeste (Fig. 3; Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007). Durante esta última fase, una nueva corteza oceánica es desarrollada a lo largo del Golfo de California, la cual comenzó en el *East Pacific Rise*, en la boca del GC (Moore y Buffington, 1968).



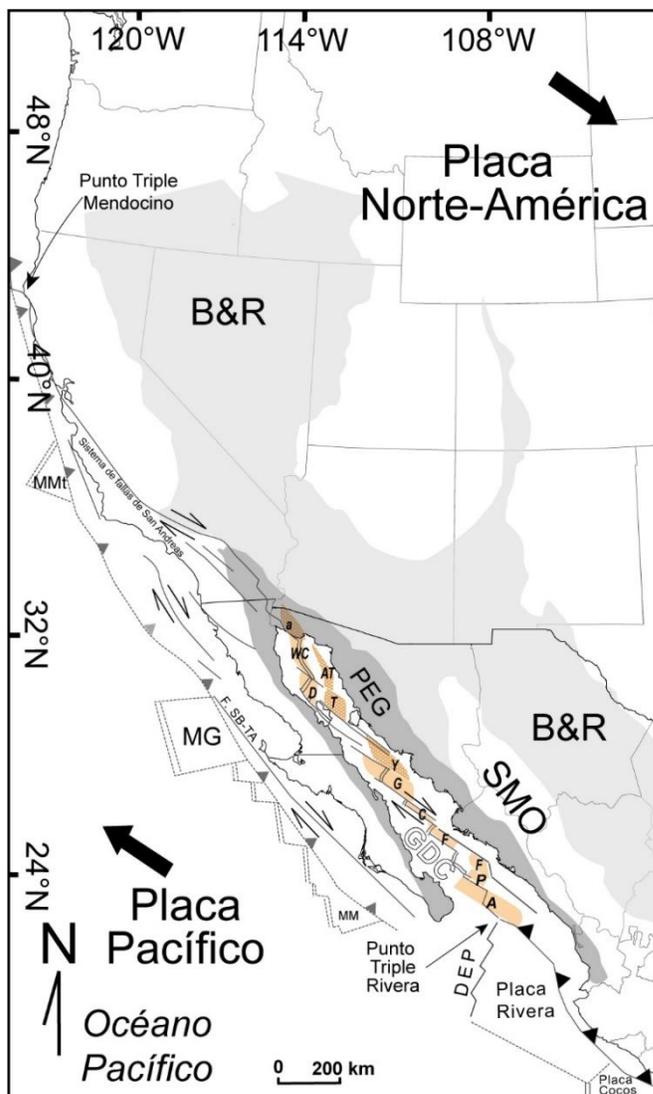
**Fig. 2** Modelos de la evolución del proto-Golfo de California modificado de [Darin et al., \(2016\)](#). (a) Modelo “*Strain partitioning*” propuesto por [Stock y Hodges, \(1989\)](#). (b) Modelo “*Distributed transtension*” propuesto por [Fletcher et al., \(2007\)](#). (c) Modelo “*Progressive localization*” de acuerdo a [Darin et al., \(2016\)](#). MM, Microplaca Magdalena; MG, Microplaca Guadalupe; SMO, Sierra Madre Occidental; SB, San Benito; TA, Tosco Abreojos

## 2.2 Configuración tectónica y geológica de la región costera Sur de Sonora

La historia geológica durante el Mioceno en el NW de México, incluye una serie de eventos tectono-magmáticos, que culminan con la formación del GC ([Figs. 1 y 3](#); [Wilson et al., 2005](#); [Fletcher et al., 2007](#); [Lizarralde et al., 2007](#); [Bryan et al., 2013](#); [Ferrari et al., 2013](#); [Darin et al., 2016](#); [Bennett et al., 2017](#); [van Wijk et al., 2017](#); [Umhoefer et al., 2018](#)). Estos eventos empezaron con una extensión litosférica que ha sido evidenciada desde el Oligoceno tardío hasta el Mioceno medio, que cambió a un régimen de transtensión siguiendo la ruptura de una litosfera previamente adelgazada ([Karig and Jensky, 1972](#); [Zanchi, 1994](#); [Stock and](#)

Hodges, 1989; Henry, 1989; Henry and Aranda, 1992; González-León *et al.*, 2010; Ferrari *et al.*, 2013; Ferrari *et al.*, 2017)

Desde el Cretácico Tardío hasta el Mioceno Medio, el contexto tectónico se caracteriza por la convergencia y subducción de la placa Farallón debajo de la placa Norte-Americana, a lo largo del margen Oeste de Baja California, y posteriormente por las microplacas de Magdalena a la latitud de Sonora y Guadalupe a la latitud de Sinaloa (Fig. 3; Gastil y Krummenacher, 1977; Spencer y Normark, 1979; Stock y Lee, 1994; Hausback, 1984; Gans, 1997; Pallares *et al.*, 2007; Wright *et al.*, 2016). Entre el Cretácico Tardío y el Eoceno temprano el eje del arco magmático se movió tierra adentro, en respuesta a la reducción progresiva del ángulo de subducción (Valencia-Moreno y Ortega-Rivera, 2011) y produjo un magmatismo orogénico de tipo calcoalcalino (Mora-Alvarez y McDowell, 2000; Roldán-Quintana *et al.*, 2009; Gómez-Valencia *et al.*, 2015; Bonini *et al.*, 2017). El magmatismo orogénico se caracteriza en la región costera, por emplazarse en un basamento con rocas metasedimentarias expuestas al Norte de Guaymas, atribuidas al Grupo Barranca del Triásico Superior-Jurásico Inferior? (Roldán-Quintana *et al.*, 2009), las cuales son intrusionadas por los plutones granodioríticos del Cretácico (Mora-Álvarez y McDowell, 2000; Roldán-Quintana *et al.*, 2009; Valencia-Moreno y Ortega-Rivera, 2011; Copeland *et al.*, 2017). Esos intrusivos son expuestos ampliamente tanto en Sonora como en Sinaloa y pueden compararse con el batolito peninsular en Baja California (Gastil *et al.*, 1975; Ortega Gutierrez *et al.*, 2014; Schmidt *et al.*, 2014; Duque *et al.*, 2015). En la región costera, en San Carlos, Nuevo Guaymas, uno de estos cuerpos aflora a lo largo de la costa, denominado Granodiorita San Antonio (Wilson, 1978), con una edad K-Ar de  $81.1 \pm 2.8$  en biotita y  $82.7 \pm 1.7$  en hornblenda (Mora-Alvarez y McDowell, 2000; Roldán-Quintana *et al.*, 2009). Hay otro cuerpo expuesto en la Sierra Santa Úrsula, nombrado Granodiorita El Bayo, con una edad de  $76.9 \pm 2.8$  Ma (Fig. 3; Mora-Alvarez y McDowell, 2000). Sobre las rocas anteriores, se depositó en



**Fig. 3** Configuración tectónica actual del Golfo de California. Se muestra el límite de placas PAC-NAM, los límites de las principales provincias fisiográficas y las cuencas activas (color sólido) e inactivas (color con achurado), modificado de Oskin y Stock. (2003), y Aragón-Arreola y Martín-Barajas, (2007). MMt Microplaca Monterrey; MG, Microplaca Guadalupe; MM, Microplaca Magdalena; F. SB - TA, Falla San Benito-Tosco Abreojos; B&R, Basin and Range; SMO, Sierra Madre Occidental; PEG, Provincia Extensional del Golfo; DE-Dorsal del Este del Pacífico. A, Alarcón; P, Pescador; F, Farallón; C, Carmen; G, Guaymas; Y, Yaqui; T, Tiburón; D, Delfín; AT, Adair-Tepoca; WC, Wagner Consag; a, Altar; GDC, Golfo de California.

la primera fase extensiva de envergadura continental, denominada como *Basin and Range* (B&R) a los ca. 27 Ma (Fig. 3; Nourse *et al.*, 1994; Gans, 1997; McDowell *et al.*, 1997; González-León *et al.*, 2010) que produjo por medio de *horst*, *grabens* y *semi-grabens*, una morfología de sierras y valles paralelos, aislando a la actual provincia de la Sierra Madre

discordancia una secuencia de rocas volcanoclásticas (tobáceas) y volcánicas de afinidad calcoalcalina, aflorando en Sonora, como lavas dacíticas, andesíticas y basálticas en la Sierra El Aguaje (Velderrain-Rojas, 2014), San Carlos (Wilson, 1978; Sheridan *et al.*, 1979) y Sierra Santa Úrsula (Mora-Alvarez y McDowell, 2000), datadas entre 28-15 Ma (Fig. 4; Mora-Álvarez y McDowell, 2000; Till *et al.*, 2009). En esta secuencia magmática se han reconocido intrusivos hipabisales dacíticos en las faldas de la SMO (Gómez-Valencia *et al.*, 2015). En Baja California Sur, esta secuencia volcánica es conocida como Arco Comondú (Bryan *et al.*, 2013; Bonini *et al.*, 2017; Ferrari *et al.*, 2017) compuesta por lavas andesíticas y dacíticas, de afinidad adakítica al igual que en Sonora (Gómez-Valencia *et al.*, 2015). En la costa de Sonora, este volcanismo calcoalcalino forma parte del magmatismo terminal del arco volcánico continental. Durante esta etapa, en el NW de México se produjo

Occidental (SMO) en un núcleo menos afectado por esta tectónica (Fig. 3). Esta deformación extensional causó la exhumación de las rocas plutónicas (Batolito) y volcánicas del arco Laramídico definidas como Formación Tarahumara (McDowell *et al.*, 2001), que ocurren debajo de los enormes volúmenes de ignimbritas Paleógenas. En el Oligoceno-Mioceno la exhumación y la denudación del Batolito Laramídico alimentó a las cuencas, regularmente delimitadas por fallas lístricas, las cuales son las responsables de un basculamiento de los bloques corticales (Gans, 1997). Estos depósitos detríticos de relleno, fueron definidos como Formación Báucarit (Dumble, 1900; King, 1939) y recientemente redefinidos como Grupo Báucarit (Gómez-Valencia *et al.*, 2015).

Después del cese de la subducción (ca. 16-14), el NW de México cambio de régimen tectónico, de subducción a *rifting* oblicuo, causando la separación oblicua de la Península de Baja California de México (Lonsdale, 1989), hasta culminar con la formación del actual Golfo de California (ca. 6 Ma). Este *rift* oblicuo del Golfo de California es dominado por grandes fallas transformantes de deslizamiento dextral (Fig. 3), entre las que se desarrollaron cuencas *pull-apart* (Fig. 3; Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007; van Wijk *et al.*, 2017; Umhoefer *et al.*, 2018). Este periodo de tiempo ha sido comúnmente nombrado como una etapa “proto-Golfo”, que inicialmente representaba un contexto puramente extensional (Moore y Buffington, 1968; Karig y Jensky, 1972).

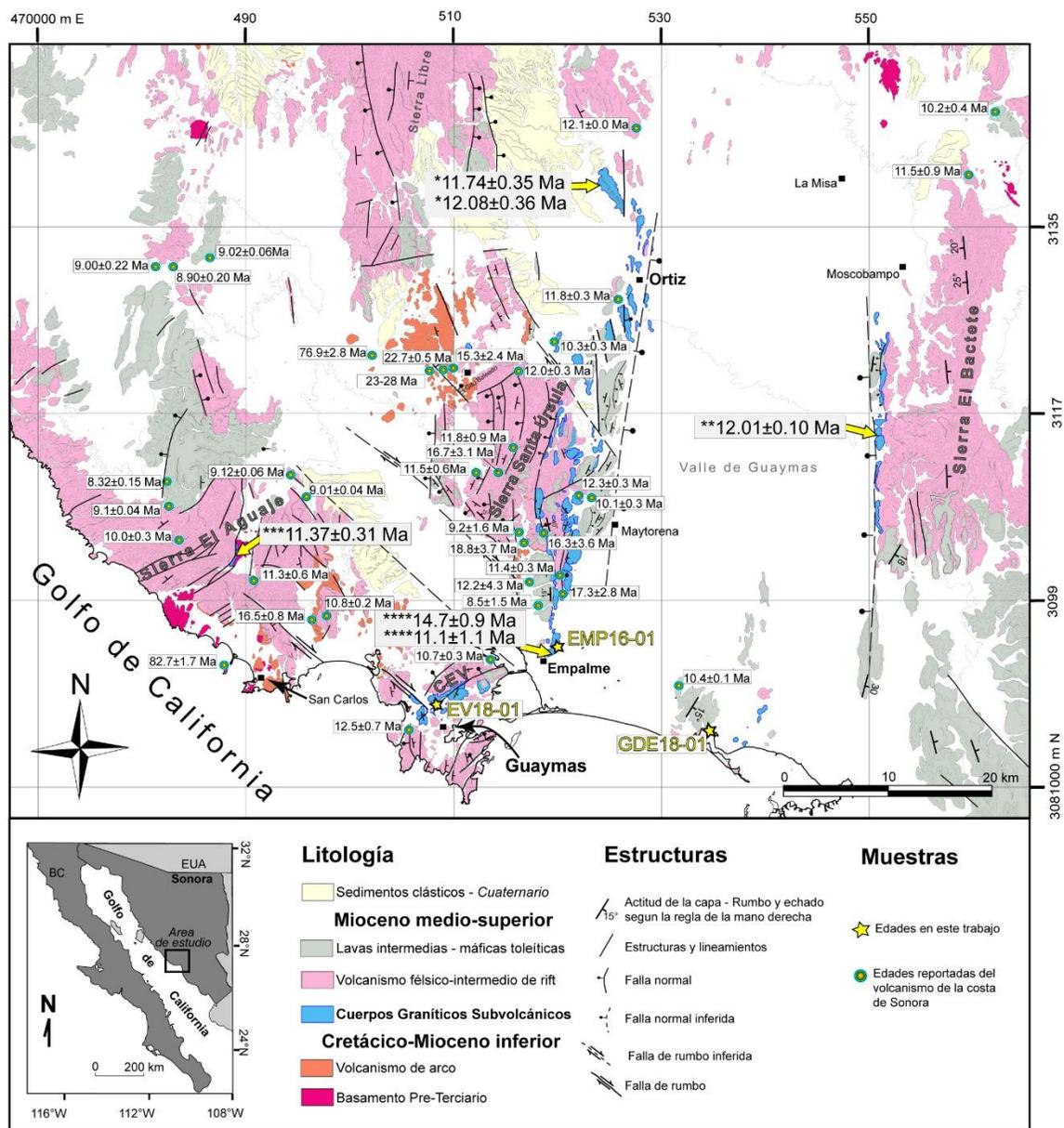
El área afectada por el *rifting* oblicuo, se ha nombrada como Provincia Extensional del Golfo (PEG; Gastil *et al.*, 1975), localizada entre el Escarpe principal del Golfo al este de Baja California y al oeste de los límites de la Sierra Madre Occidental (SMO). El límite este de la PEG no está claramente definido, debido a que entre la SMO y la región costera de Sonora, se encuentra sobreimpuesta la Provincia del *Basin and Range*, con una dirección extensional similar (Henry y Aranda Gomez, 1992; Gans, 1997). Debido a la similitud entre estas dos provincias tectónicas, Ferrari *et al.* (2013) sugiere que la PEG debe ser nombrada como provincia transtensional del Golfo, ya que una de las diferencias entre estas dos provincias es el fallamiento lateral derecho que ocurre en la PEG.

En la región costera de Sonora, la transtensión es evidenciada por la generación de fallas de deslizamiento a rumbo dextral, con dirección ~NW50°SE, fallas oblicuas y normales ~N-S y ~NE40°SW (Fig. 4), desarrollando la zona de cizalla del Golfo, un cinturón de deformación transtensional de tipo dextral con fallas de rumbo, oblicuas, normales y

rotaciones de bloques corticales en sentido horario, el cual se extiende desde el sureste del GC hasta el este de la zona de cizalla de California en Estados Unidos (Bennett *et al.*, 2013; Bennett y Oskin, 2014; Darin *et al.*, 2016; Bennett *et al.*, 2017).

Por otra parte, el producto magmático es caracterizado por la extrusión de una gran variedad de rocas volcánicas ampliamente distribuidas en Sonora y Baja California (Gastil y Krummenacher, 1977; Mora-Alvarez y McDowell, 2000; Mora Klepeis y McDowell, 2004; Roldán-Quintana *et al.*, 2004; Vidal-Solano *et al.*, 2005; Pallares *et al.*, 2007; Vidal-Solano *et al.*, 2007; Darin *et al.*, 2016; Bennett *et al.*, 2017). Las primeras manifestaciones corresponden a rocas volcánicas máficas transicionales y predominantemente ácidas. En estas manifestaciones volcánicas destaca la presencia de rocas ignimbríticas con afinidad hiperalcalina que representan un importante marcador de deformación regional para la costa de Sonora (Bennett y Oskin, 2014) y un evento estratigráfico marcador para el inicio del magmatismo *syn-rift*, debido a su amplia distribución, tanto en Sonora (Ignimbrita de Hermosillo - IGH; Vidal Solano *et al.*, 2005; Vidal-Solano *et al.*, 2007), como en Baja California (Toba de San Felipe - TSF; Stock *et al.*, 1999). El estudio de este evento, ha permitido realizar la reconstrucción tectónica entre Sonora y Baja California (Oskin, 2002; Oskin y Stock, 2003; Bennett *et al.*, 2013; Vidal-Solano *et al.*, 2013; Bennett y Oskin, 2014; Darin *et al.*, 2016; Bennett *et al.*, 2017). Sus afloramientos más cercanos a la región de Guaymas, se ubican en la parte NE de la Sierra El Aguaje, al Noroeste de Guaymas, donde se expone una ignimbrita, de base vítrea, con un espesor aproximado de 50 metros, que se correlacionó con la IGH (Velderrain-Rojas, 2014), así como en el Cerro Los Algodones en San Carlos, Nuevo Guaymas (Piña-Páez, 2020). Encima de este depósito, ocurrió la erupción de flujos de lava, domos e ignimbritas de composición dacítica y riolítica con afinidades transicionales entre calcoalcalinas y toleíticas, estas últimas definidas como islanditas (Vidal-Solano *et al.*, 2007), tanto en la costa como en el centro de Sonora (Mora-Alvarez y McDowell, 2000; Vidal-Solano *et al.*, 2007). En algunos sectores, este registro volcánico es cortado por un complejo de inyecciones hipo-volcánicas con facies vítreas (diques y sills), donde su mayor expresión se ubica en la Sierra El Aguaje. Estos diques hipo-volcánicos son considerados los conductos alimentadores de los magmas félsicos, nombrados como Formación El Parral (Velderrain-Rojas, 2014), que se encuentra cubriendo al volcanismo explosivo en la Sierra El Aguaje. La presencia de un complejo de sills, muestra una

importante etapa de distensión en la región costera durante los 11-10 Ma, de acuerdo a las edades reportadas y a sus relaciones de corte (Till *et al.*, 2009; Velderrain-Rojas, 2014). En este magmatismo, entre los 12.5 y 10 Ma, destaca la presencia de los cuerpos graníticos subvolcánicos aquí estudiados, y que además son contemporáneos con la deformación tectónica transtensiva de la región (Mora-Alvarez y McDowell, 2000; William-Herman, 2013; Bennett *et al.*, 2013, 2017; García-Martínez *et al.*, 2014; Darin *et al.*, 2016). Un último episodio magmático ocurre después de un episodio de *rift*, aprovechando las fallas principales, por medio de un volcanismo fisural basáltico, acompañado por ligeras manifestaciones de ignimbritas ácidas, que cubre en discordancia a todas las manifestaciones volcánicas anteriores, la cuales habían sido basculadas por el fallamiento de la época. Estos flujos básicos de afinidad toleítica (10.3-8.5 Ma) forman extensas mesetas sub-horizontales (~5°W), representan el pulso magmático más joven de la región (Fig. 4; Mora-Alvarez y McDowell, 2000; Roldán-Quintana *et al.*, 2004).

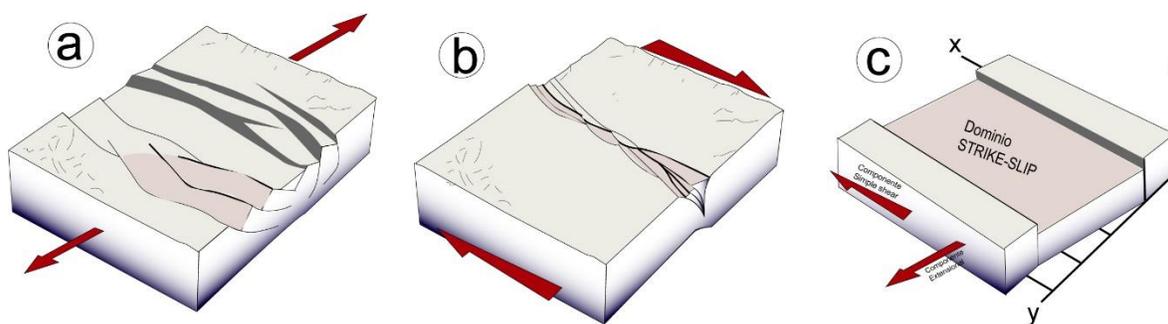


**Fig. 4** Mapa geológico regional de la costa sur de Sonora, México. El mapa fue complementado con estructuras y litologías de Cochemé (1985), Mora-Alvarez y McDowell (2000), Roldán-Quintana *et al.* (2004), Velderrain-Rojas (2014), (2016). Las edades del volcanismo de la costa de Sonora fueron tomadas de Paz-Moreno, (1992), Mora-Alvarez y McDowell, (2000), Roldán-Quintana, (2002), Till *et al.*, (2009), Velderrain-Rojas, (2016). \* Edad de Paz-Moreno, (1992), \*\* y \*\*\* Edades en Velderrain Rojas, *et al.* (2020), \*\*\*\* Edad reportada por Lugo Zazueta (2012). La Tabla 1 muestra el método de cada una de las edades reportadas

### 2.3 Deformación transtensional en contextos de rift.

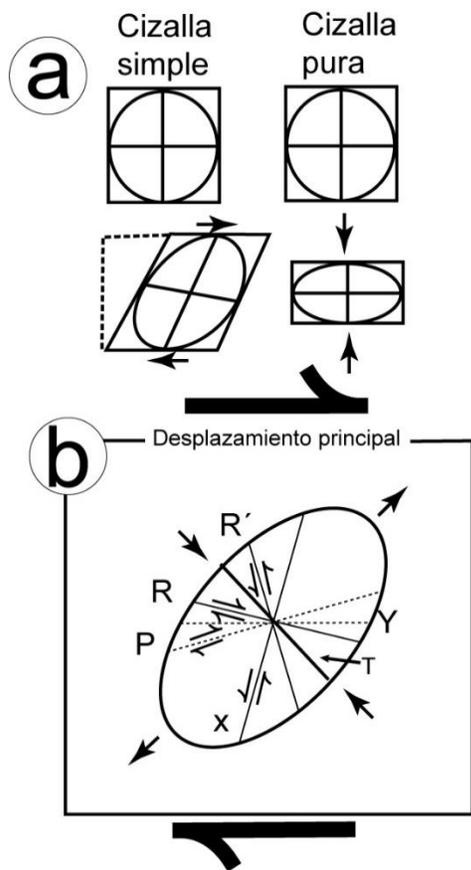
En zonas de rift (Fig. 5), el movimiento característico de los bloques queda registrado en las estructuras que se desarrollan (Dewey *et al.*, 1998). En un contexto divergente, este movimiento puede ser perpendicular a la zona de cizalla (Fig. 5a), o paralelo (Fig. 5b).

Cuando la dirección de este movimiento entre dos bloques es oblicuo a la zona de deformación, provocará que el movimiento relativo general no sea paralelo a la dirección principal de deformación (Dewey *et al.*, 1998). Este movimiento relativo de bloques es indicativo de un *rift* oblicuo o divergencia oblicua (Molnar, 1992; Dewey *et al.*, 1998; Fossen y Tikoff, 1998). El movimiento oblicuo en un contexto divergente, favorecerá una deformación de transtensión (Fig. 5c), mientras que un contexto convergente favorecerá una transpresión. La transtensión puede ser definida de manera general, como zonas de deformación con una fuerte influencia de un fallamiento horizontal o *strike-slip*, también llamado *wrench faults* (Moody y Hill, 1956), con un componente de extensión (Sylvester, 1988; Fossen *et al.*, 1994; Dewey *et al.*, 1998; Fossen y Tikoff, 1998). Las fallas tipo *Strike-Slip* son generalmente verticales, con un movimiento paralelo a la falla de rumbo (Sylvester, 1988; Fielding-Reid *et al.*, 1913).



**Fig. 5** Esquemas que muestra los diferentes tipos de deformación en un sistema divergente. (a) Extensión ortogonal. (b) Strike-slip o fallamiento lateral. (c) Transtensión. Modificado de (Fossen *et al.*, 1994).

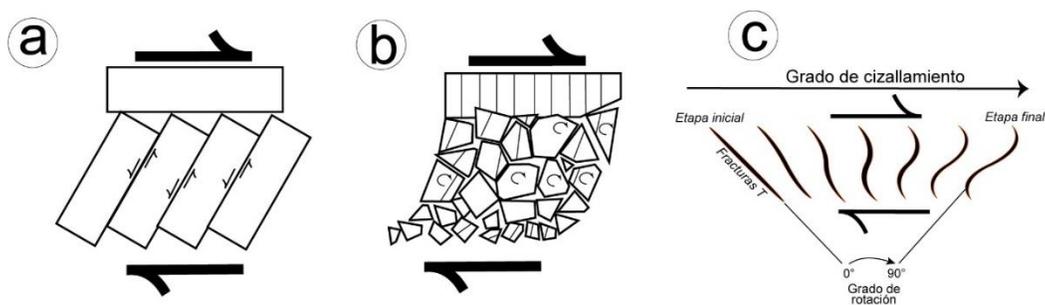
Los modelos de laboratorio, para entender el fallamiento *strike-slip*, se basan en los conceptos de cizalla pura (*pure shear*) o cizalla simple (*simple shear*), como dos tipos de sistemas de deformación (Fig. 6a). La cizalla pura, es el resultado de un componente de compresión o extensión, mientras que una cizalla simple será el resultado de un desplazamiento horizontal y es el más común en las fallas *strike-slip* (Sylvester, 1988). En una deformación de tipo transtensional, será tanto de tipo *simple shear* como *pure shear* por presentar un componente extensional (Dewey *et al.*, 1998; Fournier y Petit, 2007). Los modelos experimentales que muestran la deformación de las rocas en un dominio de cizalla simple, desarrollan 5 tipos de fracturas: Riedel *shear* sintéticas (R), con un ángulo de 15° a 20° con respecto al desplazamiento principal, Riedel *shear* antitéticas o conjugadas (R'), con un ángulo de 60° a 75°, fallas *strike-slip* secundarias (P), fracturas de extensión o fallas



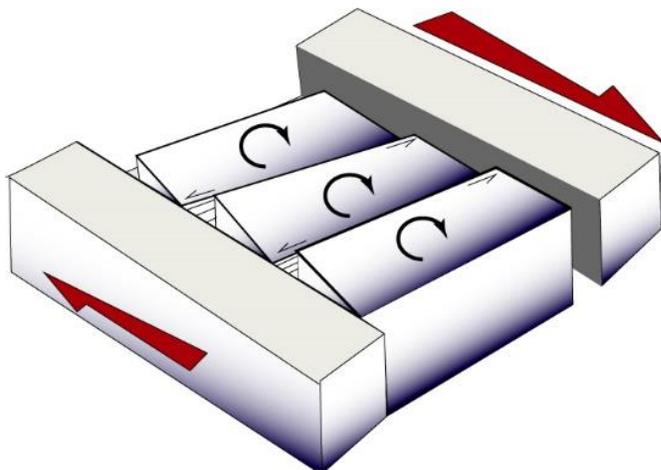
**Fig. 6** (a) Explicación de cizalla simple y cizalla pura. (b) Sistema de fracturas Riedel.

normales (T), que se desarrollan en un ángulo de  $45^\circ$  con respecto a la zona principal de desplazamiento y, fallas paralelas al desplazamiento (Y). Otras fallas han sido integradas, como las fallas tipo P, resultado de la reducción de cizallamiento a lo largo de la cizalla R. Este conjunto de fallas es comúnmente conocido como sistema Riedel (Fig. 6b), y puede ocurrir tanto a nivel microscópico como a grandes escalas regionales como un fractal. El arreglo geométrico Riedel es indicativo del sentido de movimiento, que puede ser dextral (horario) o sinistral (antihorario). Otra característica que ha sido propuesta como resultado de una cizalla simple, es la rotación de bloques rígidos a partir de un eje vertical. Los modelos muestran que los mecanismos de rotación en una cizalla simple, son explicados como el resultado del continuo desplazamiento lateral de la cizalla

simple (Fig. 7). Como resultado, los bloques pueden presentar rotaciones partir de cizallas internas antitéticas (Fig. 7a; Sylvester, 1988). Otro esquema muestra que pequeños bloques presentan una rotación interna que es variable (Fig. 7b). Por otro lado, se ha demostrado que la continua deformación en una cizalla simple, provoca que las fracturas de extensión o fracturas R, sean deformadas y rotadas (Fig. 7c; Lisle, 2013).



**Fig. 7** Mecanismo de rotación en una cizalla simple (modificado de Sylvester, 1988; Lisle, 2013). (a) Rotaciones de bloques con cizallas antitéticas internas. (b) Bloques con rotación interna variable. (c) Rotación y evolución de fracturas de extensión T a partir del aumento y la propagación del grado de cizallamiento.



**Fig. 8.** Esquema de transtensión particionada generado por un sistema de fallamiento horizontal dextral, que muestra las rotaciones en sentido horario de bloques individuales a partir de fallas antitéticas.

generada, ya sea mediante la reactivación de estructuras preexistentes, orientadas para minimizar el esfuerzo generado en superficie o por la relación de un elemento viscoso, que genera una deformación en la superficie terrestre (Molnar, 1992; Fossen *et al.*, 1994).

## 2.4 Características de los intrusivos hipabisales

Los cuerpos intrusivos, se pueden dividir en aquellos que se han enfriado lenta a moderadamente, a grandes profundidades en la corteza (rocas plutónicas), y en aquellos donde su tipo de emplazamiento es intermedio entre plutónico y volcánico (e.g. diques y sills), definidos como rocas hipabisales (Le Maitre, 2002). Una vez que se ha acumulado suficiente magma en la fuente, este debe ascender a niveles corticales más altos para formar, ya sea plutones o rocas hipabisales. Se ha estudiado que el ascenso de magmas tanto máficos como félsicos en todos los niveles de la corteza, puede ocurrir a través de diques (Petford *et al.*, 1994; Cruden y Weinberg, 2018).

Por otra parte, los intrusivos hipabisales presentan formas y estructuras que indican diferentes mecanismos de emplazamiento, independientemente de cómo haya ocurrido el ascenso del magma. Entre estas formas de los cuerpos intrusivos, podemos nombrar a los cuerpos tabulares, diques, sills e incluso lacolitos y lopolitos, como los más comunes en la corteza terrestre. Los diques son magmas que en ocasiones rellenan fracturas, regularmente verticales a subverticales, pero principalmente son discordantes a la estratificación de la roca encajonante. Los sills por otra parte, son tabulares, predominantemente paralelos a la

Se ha demostrado en modelos análogos, que estas características, sistema de fracturas Riedel y rotaciones de bloques, se desarrollan cuando inicia el movimiento transtensional en un sistema de *rift* oblicuo frágil (Fournier y Petit, 2007; Bonali *et al.*, 2018). Además, el movimiento transtensional, puede ser particionado

(Fig. 8) o homogéneo (Fig. 5c). Esta

deformación particionada puede ser

estratificación o a la foliación de la roca encajonante. Los lacolitos, también son concordantes es decir paralelos a la estratificación o a la foliación de la roca encajonante, pero difieren de los sills debido a su geometría, pues tienen una base plana y una cima en forma de domo.

Los cuerpos hipabisales de composición granítica regularmente corresponden a microgranitos (roca cristalina de composición granítica con cristales <3mm) y de acuerdo a sus características texturales pueden ser nombrados, ya sea como aplitas, o como granófiros. Los granófiros desarrollan un intercrecimiento de cuarzo y feldespato alcalino de forma radial, definida como textura granofírica (Barker, 1970; Mackenzie *et al.*, 1996). Se ha propuesto que la textura granofírica se forma en sistemas graníticos someros ricos en agua (Barker, 1970; Fenn, 1986), donde un único feldespato puede formarse, sin embargo, si en el sistema ocurre un cambio rápido en la presión a partir de condiciones litostáticas e hidrostáticas, se produce una desgasificación, y si el agua se pierde súbitamente, el punto de fusión baja, provocando un sobre enfriamiento y una sobresaturación de SiO<sub>2</sub> (Fenn, 1986; Maclellan y Trembath, 1991), lo que conduciría a que el cuarzo nucleee y crezca de forma simultánea con el feldespato alcalino. Waters y Andrews (2016) explican, que para producir este tipo de texturas, es necesaria una desgasificación y una descompresión a partir de un sobrecalentamiento por encima de la temperatura a la cual empieza a solidificarse el líquido. Otros experimentos de laboratorio sugieren que la textura granofírica está relacionada a un proceso de desvitrificación (Barker, 1970; Lofgren, 1971; Maclellan y Trembath, 1991), donde se ha demostrado que pequeñas esferulitas pueden encerrar cristales esqueléticos de cuarzo, que forman una textura granofírica (Maclellan y Trembath, 1991), además de que un artefacto puede presentarse al añadirle alguna alteración por efecto de silicificación. Por otra parte, las aplitas son rocas graníticas de grano fino, compuestas esencialmente por cuarzo + feldespato K, sin presentar un intercrecimiento, y se les ha relacionado a las últimas etapas de enfriamiento de un sistema plutónico.

## **2.5 Antecedentes del estudio de los Cuerpos Graníticos Subvolcánicos en la costa de Sonora.**

Los CGS han sido reportados en distintas localidades en la Costa Sur de Sonora (Fig. 4): 1) en la Sierra El Aguaje, aflorando de forma tabular, con una extensión de al menos 6 km, con dirección casi N-S, emplazado en el basamento granodiorítico Cretácico, y cubierto

por rocas volcánicas del Mioceno Superior nombradas como Formación El Parral (Velderrain-Rojas, 2014); 2) en el Puerto de Guaymas, donde fue nombrado como Miembro Granófiro El Vigía, aflorando de forma más extensa en lomas y emplazado con una orientación NE-SW, en rocas volcánicas Terciarias en el Cerro El Vigía (Anderson, 1950; Velderrain-Rojas, 2016; Ramos-Armenta, 2019). En esta localidad se ha sugerido que el emplazamiento de este cuerpo se da en un espacio provocado por el colapso de las unidades inferiores, a lo largo de una estructura semicircular, anteriormente definida como una caldera (Johnpeer, 1977; Vega-Granillo *et al.*, 2004), sin embargo, estudios posteriores determinaron que esta estructura es el resultado de una rotación de bloques en sentido de las manecillas del reloj (Velderrain-Rojas, 2016); 3) Hacia el norte de la localidad de Guaymas, los CGS afloran en ambos márgenes del Valle de Guaymas (Fig. 4), nombrado como Graben de Empalme (Roldán-Quintana *et al.*, 2004). En la Sierra Santa Úrsula (SSU) se encuentra en contacto con rocas volcánicas intermedias (Unidad El Mezquite), cubierto por tobas riolíticas (Unidad La Ventana) y flujos máficos de la unidad Las Trincheras, o Basaltos de Empalme (Johnpeer, 1977), y hacia el norte, cerca del poblado de Ortíz, se expone como lomeríos aislados de morfología suave y formas tabulares con orientaciones casi N-S (Fig. 4; Mora-Alvarez y McDowell, 2000). En este sector ha sido nombrado como Granófiro de Empalme-Ortíz (Cochemé, 1981) y Granitoide El Papalote (Mora-Alvarez y McDowell, 2000). Los trabajos previos muestran que en la Sierra El Bacatete (SB), se encuentra cortando a unidades de lavas andesíticas con textura “turkey track” y lavas dacíticas, cubierto discordantemente por los Basaltos de Empalme (Fig. 4; Vargas Navarro, 2005). En este sector, se ha interpretado a los CGS como diques emplazados por medio de fallas normales Norte-Sur, relacionados con la zona distensiva del B&R (Flores, 1929; Cochemé, 1981; Mora-Alvarez y McDowell, 2000; Roldán-Quintana *et al.*, 2004; Vargas Navarro, 2005), e incluso, que representan el apófisis de una masa plutónica mayor, que podría representar la porción cristalizada de un reservorio magmático cerca de la superficie, que se puso al descubierto por la erosión y la tectónica. También, se ha descrito como un microgranito de textura granofírica, con una mineralogía de cuarzo, feldespatos alcalinos, plagioclasa, fantasmas de biotita, anfíbol y piroxeno, que en algunos casos contiene agregados de ferromagnesianos, cavidades miarolíticas y xenolitos, o inclusiones de rocas intermedias, que probablemente corresponden a la unidad El Mezquite de la SSU (Mora-Alvarez y McDowell, 2000). Geoquímicamente fueron caracterizados

como una roca potásica, de firma calcoalcalina, relacionada al volcanismo Terciario (Cochemé, 1981; Roldán-Quintana *et al.*, 2004), a diferencia de los intrusivos Cretácicos-Paleógenos del basamento en la región, que fueron producto de la subducción.

### 2.5.1 Edad de los Cuerpos Graníticos Subvolcánicos

Distintas edades se han reportado para los CGS (Tabla 1). Paz-Moreno (1992), fechó por primera vez al granófiro en la SSU, en la Sierra El Pozo, al norte del poblado de Ortíz (Fig. 4), reportando una edad de  $11.74 \pm 0.35$  Ma en roca total, y de  $12.08 \pm 0.36$  Ma en plagioclasa, obtenidas por el método K/Ar. Gans *et al.* (2013), reporta en una columna estratigráfica compuesta de la Sierra El Aguaje, una intrusión subvolcánica granofírica con una edad  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de  $10.70 \pm 0.16$  y  $10.8 \pm 0.1$  Ma, siendo correlacionable con una fecha reportada por Till *et al.* (2009), de  $10.66 \pm 0.22$  Ma por  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en feldespato K, para un cuerpo granofírico en el Aguaje de Robinson, al Sur de la Sierra El Aguaje. Sin embargo, Velderrain-Rojas (2014) relacionó estas edades a los diques riolíticos, que cortan al cuerpo granofírico, y que son los conductos alimentadores del volcanismo en esta localidad y que, por relaciones de corte con las rocas encajonantes fechadas, presentan edades de  $\sim 10$  Ma (Till *et al.*, 2009; Velderrain-Rojas, 2014). Una edad más precisa en esta localidad es la de  $11.37 \pm 0.1$  Ma por  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en feldespato K (Velderrain-Rojas *et al.*, 2020), que resulta ser más concordante con la edad reportada por Paz-Moreno, (1992). En Guaymas, el CGS es cubierto por otro volcanismo con un rango entre 10.814-10.78 Ma, edad obtenida a partir de estudios paleomagnéticos (Velderrain-Rojas, 2016). Una edad  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en plagioclasa de  $14.4 \pm 2.5$  Ma (sin ubicación precisa) es reportada en la SSU (Mora-Klepeis y McDowell, 2004), que podría no ser tan antigua, considerando el rango de error que presenta, así como su posición estratigráfica. Finalmente, Lugo Zazueta (2012) reporta dos edades en apatito para un CGS en la localidad de Empalme. Una edad por trazas de fisión de  $11.9 \pm 1.1$  Ma y  $14.7 \pm 0.9$  Ma por U-Th-Sm (Fig. 4).

**Tabla 1.** Edades reportadas para los CGS en la costa de Sonora.

Muestra	Coordenadas		Edad	Método de fechamiento	Mineral datado	Ref.
	Lat (°N)	Long (°O)				
EMP16-01	27.979659	-110.795152	11.59 ± 0.51	U-Pb	Circón	Este trabajo
EV18-01	27.926887	-110.917541	11.29 ± 0.30	U-Pb	Circón	Este trabajo
GDE18-01	27.902171	-110.652317	11.85 ± 0.41	U-Pb	Circón	Este trabajo
SB13-35B	28.171741	-110.486232	12.01 ± 0.10	Ar/Ar	Feldespato	<a href="#">Velderrain-Rojas et al., (2020)</a>
A3-87	28.352773	-110.731951	11.74 ± 0.35	K/Ar	Roca total	<a href="#">Paz-Moreno (1992)</a>
A3-87	28.352773	-110.731951	12.08 ± 0.36	K/Ar	Plagioclasa	<a href="#">Paz-Moreno (1992)</a>
M51B	-	-	14.4 ± 0.25	Ar/Ar	Plagioclasa	<a href="#">Mora-Klepeis et al. (2004)</a>
EFV13-15	28.051253	-111.111512	11.37 ± 0.31	Ar/Ar	Feldespato	<a href="#">Velderrain-Rojas et al. (2020)</a>
GY-08-58	27.972753	-110.804056	14.7 ± 0.9	U-Th-Sm	Apatito	<a href="#">Lugo-Zazueta (2012)</a>
GY-08-58	27.972753	-110.804056	11.1 ± 1.1	Traza de fisión	Apatito	<a href="#">Lugo-Zazueta (2012)</a>

Nota. M51B localizada en Sierra Santa Úrsula con ubicación precisa no reportada

## **CAPÍTULO III.**

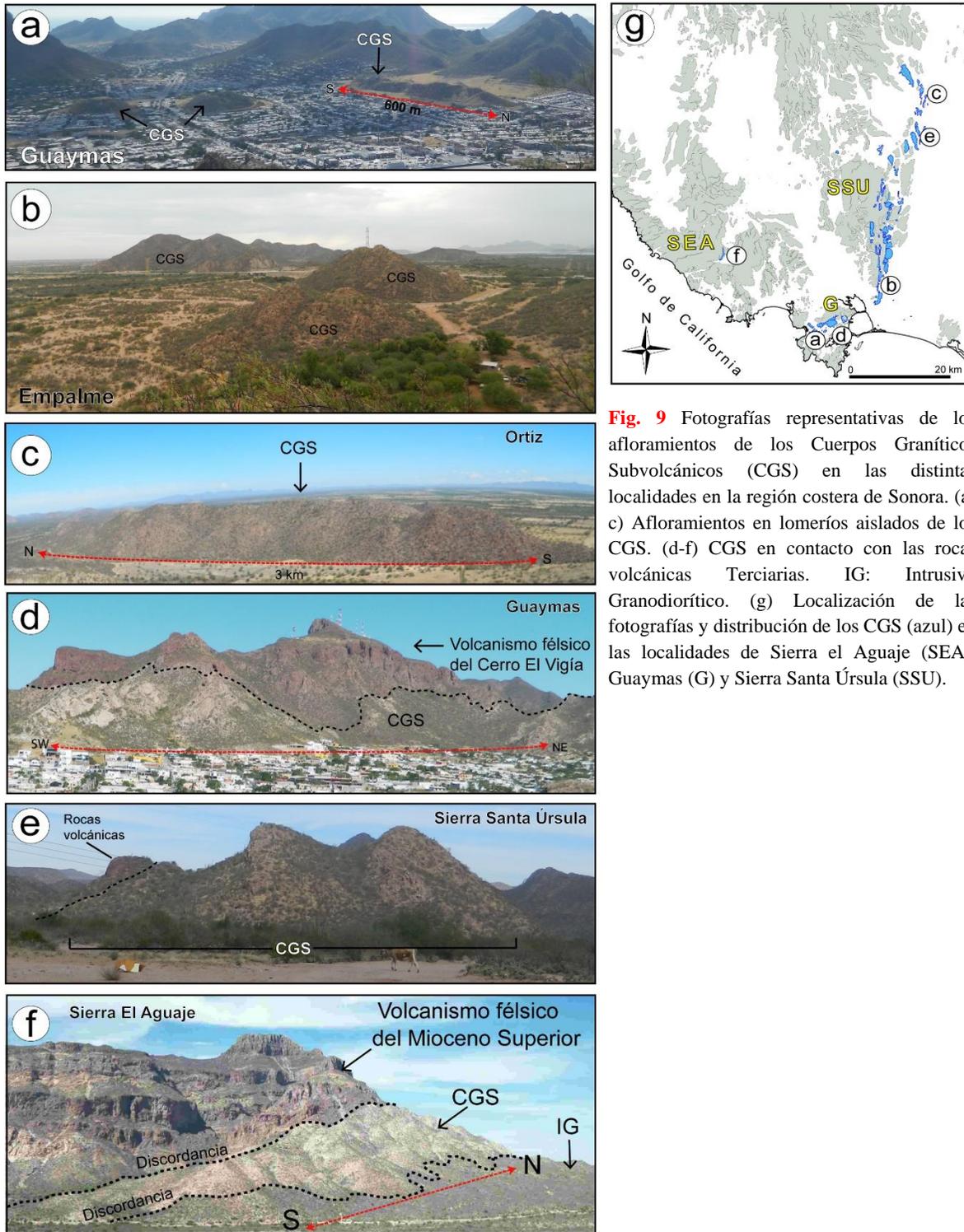
### **Los Cuerpos Graníticos Subvolcánicos del Mioceno en la costa de Sonora, México.**

---

### 3.1 Características geológicas de los Cuerpos Graníticos Subvolcánicos.

Los afloramientos de los CGS se distribuyen a largo de ~50 km desde la línea de costa en la localidad de Guaymas, hasta el interior del continente, en la Sierra Santa Úrsula, el poblado de Ortíz, el Valle de Guaymas y la Sierra El Bacatete (Fig. 4). Cada afloramiento particular, no sobrepasa los 4 km en longitud (de acuerdo a su eje más largo) y presentan espesores de hasta ~300 metros, aunque la mayoría no sobrepasa los ~60 m. Los CGS afloran ya sea como cuerpos tabulares aislados en lomas de morfología suave, así como emplazados en las secuencias volcánicas ácidas de la región (Fig. 9). Presentan una petrofábrica sub-horizontal típica de una foliación magmática, marcada por delgados diques (~10 cm a ~5 cm) aplíticos orientados (Fig. 13b). Esta foliación magmática, permite detectar una orientación general de los CGS.

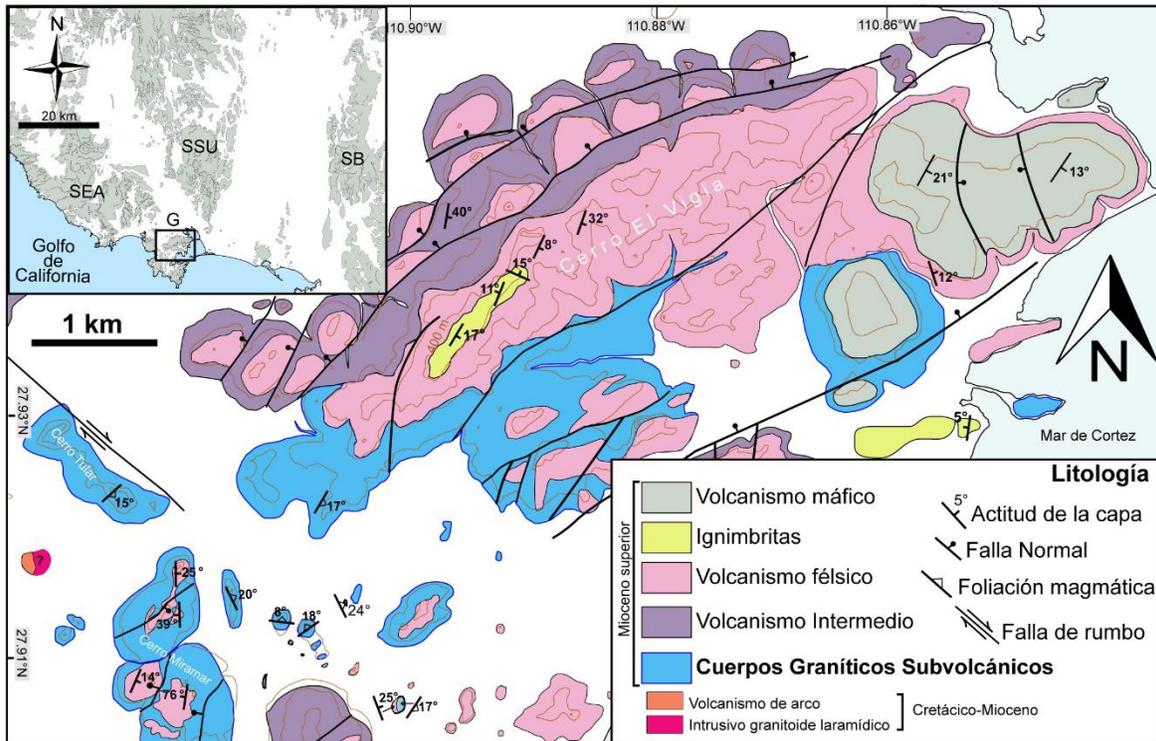
En el Cerro El Vigía presentan una orientación preferencial NE-SW, siguiendo la dirección de una estructura semicircular marcada por la morfología del Cerro El Vigía (CEV; Fig. 10). En la zona central de la región de Guaymas se exponen en numerosas lomas de apariencia tabular, con inclinaciones entre 8° y 24°, principalmente al NE-E y orientaciones que varían de N-S, NE-SW y NW-SE (Fig. 9a y Fig. 10). En el Cerro El Vigía se encuentra emplazado dentro de una secuencia volcánica miocénica con inclinaciones entre 8° y 32° principalmente al SE y un rumbo NE (Fig. 9d y Fig. 10; Velderrain-Rojas, 2016). En la SSU (Fig. 11), los afloramientos están representados como lomas aisladas al sur (Fig. 9b), pero principalmente emplazados en secuencias volcánicas félsicas (Fig. 9e y Fig. 11a). En este sector, la foliación magmática presenta direcciones NW-SE y NE-SW (Fig. 11a). Los afloramientos aislados cercanos al poblado de Ortíz muestran direcciones casi N-S, en afloramientos de forma tabular (Fig. 11b). Las inclinaciones de los CGS en general son entre 5°-25°, a excepción de un afloramiento con una inclinación de hasta 44° al norte de la SSU. En el Valle de Guaymas, escasos afloramientos se presentan también como lomas aisladas, alineadas casi N-S, con inclinaciones consistentes a las observadas en SSU (Fig. 11a), mientras que al sur, es cubierto en discordancia por lavas máficas (Fig. 12a). En la Sierra El Bacatete, se encuentran emplazados en una secuencia volcánica, y ambos son cubiertos por una serie de flujos máficos poco inclinados (17°; Fig. 12b).



**Fig. 9** Fotografías representativas de los afloramientos de los Cuerpos Graníticos Subvolcánicos (CGS) en las distintas localidades en la región costera de Sonora. (a-c) Afloramientos en lomeríos aislados de los CGS. (d-f) CGS en contacto con las rocas volcánicas Terciarias. IG: Intrusivo Granodiorítico. (g) Localización de las fotografías y distribución de los CGS (azul) en las localidades de Sierra el Aguaje (SEA), Guaymas (G) y Sierra Santa Úrsula (SSU).

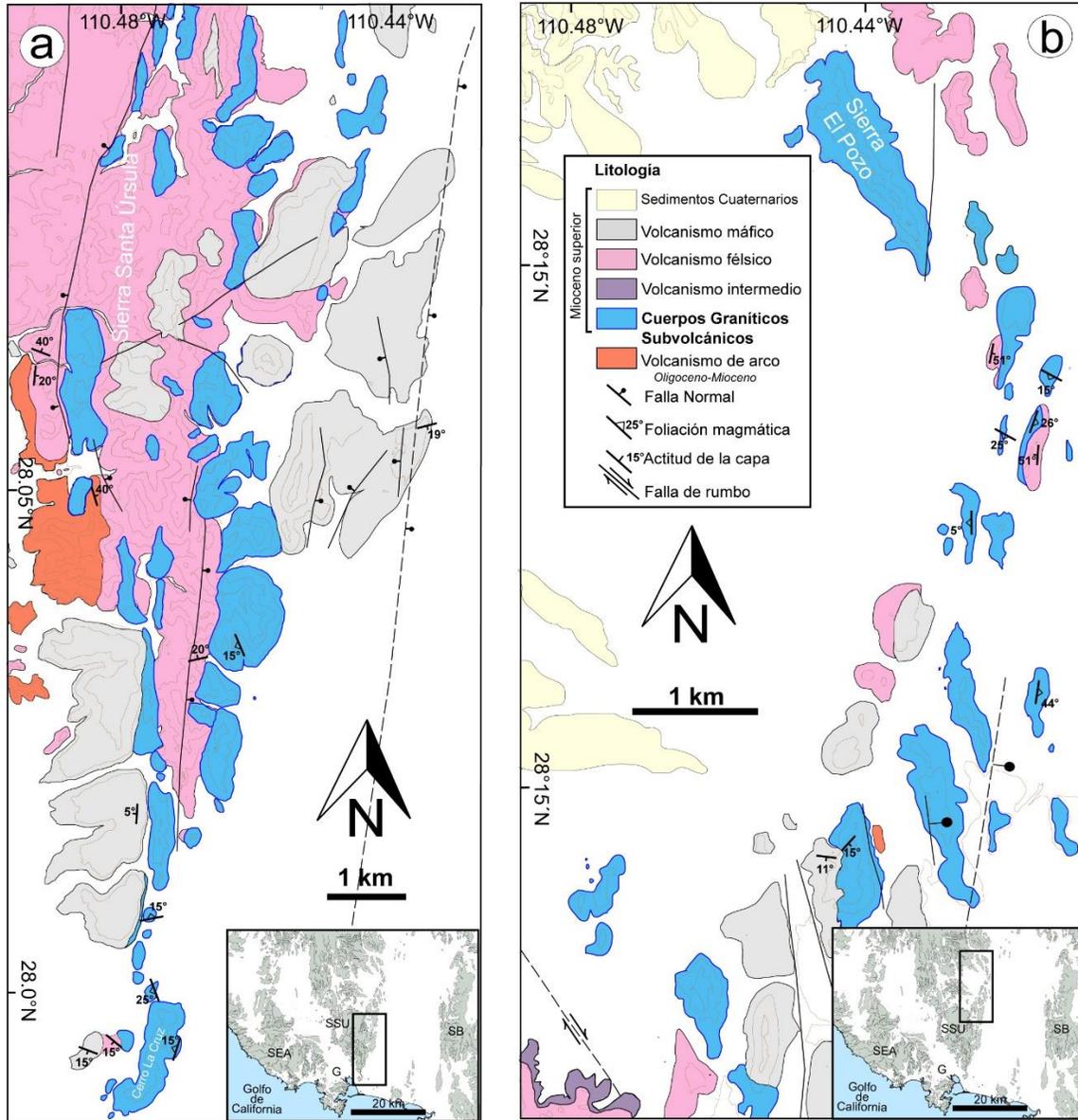
En la Sierra El Aguaje, las relaciones estratigráficas, muestra que el CGS se encuentra emplazado cubriendo al intrusivo granodiorítico Cretácico, que representa el basamento de la región y este, a su vez, es cubierto en discordancia por ignimbritas y lavas riolíticas y dacíticas (Fig. 12c), además, es cortado por diques riolíticos, que representan los conductos

alimentadores del volcanismo de la Formación El Parral (Velderrain-Rojas, 2014). La foliación magmática es casi N-S con una inclinación de 50° al oeste (Fig. 12c).

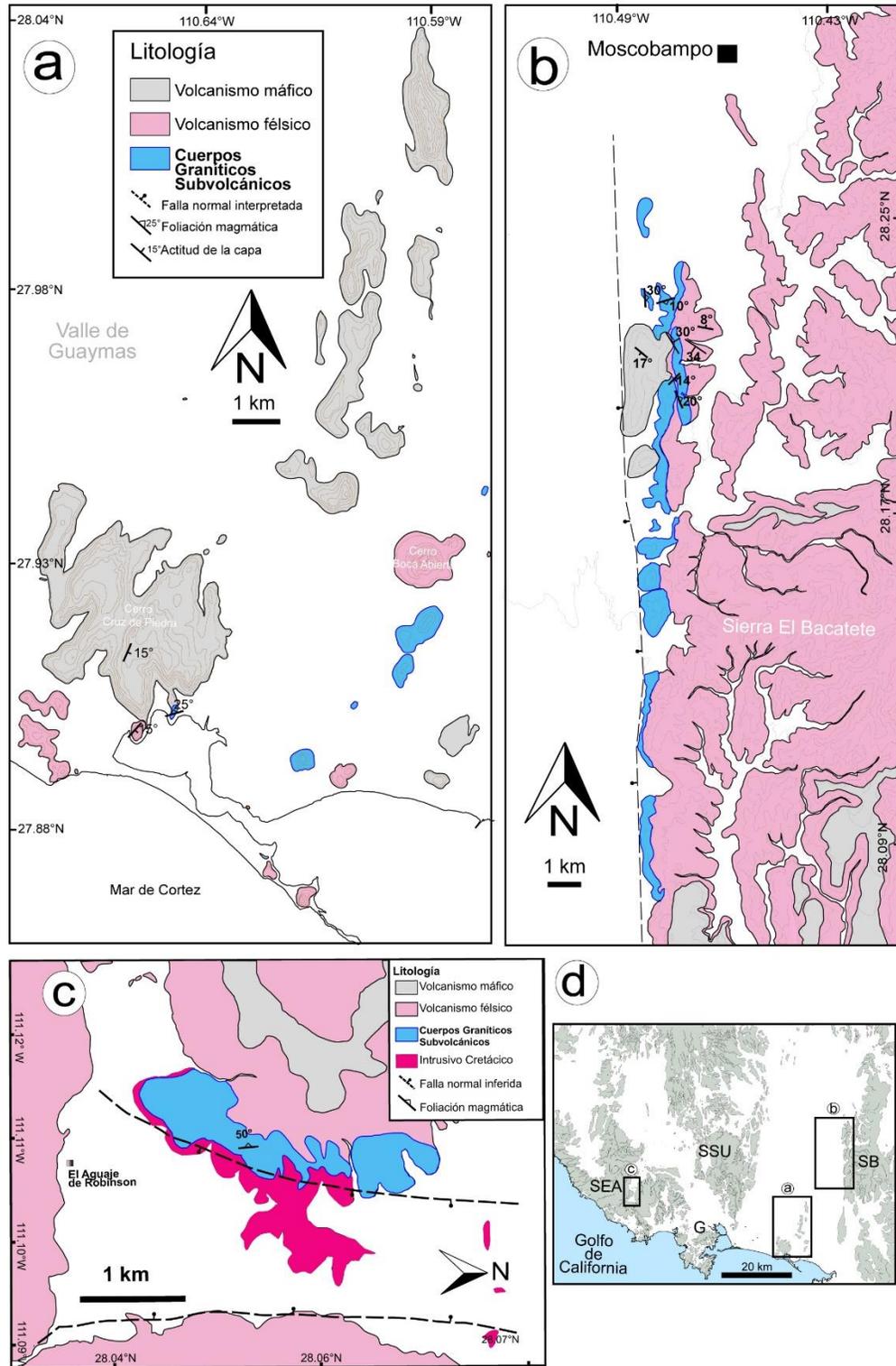


**Fig. 10** Mapa geológico de la localidad de Guaymas

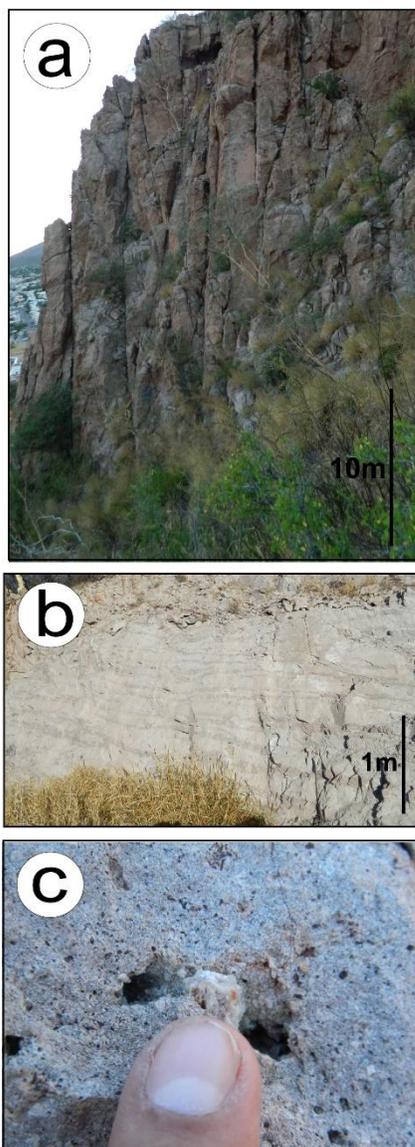
La inclinación de los datos de foliación magmática, permiten interpretar que los CGS se comportan como cuerpos tabulares sub-horizontales a ligeramente inclinados con una dirección NE-SW, que hacia el norte se comporta casi N-S, siendo concordante con la secuencia volcánica encajonante sin embargo, algunas inclinaciones más en las rocas volcánicas que cubren a los CGS, denotan un fallamiento local en la región.



**Fig. 11** Mapas geológicos del margen Este del Valle de Guaymas. (a) Mapa geológico de la Sierra Santa Úrsula. (b) Mapa geológico del norte de la Sierra Santa Úrsula, en el poblado de Ortíz.



**Fig. 12** (a) Mapa geológico del centro del Valle de Guaymas. (b) Mapa geológico de la región norte de la Sierra El Bacatete. (c) Mapa geológico de la Sierra El Aguaje. (d) Localización de los mapas geológicos a, b y c en la región costera de Sonora.



**Fig. 13** (a) Estructuras prismáticas. (b) Foliación magmática. (c) Cavidades miarolíticas rellenas de cuarzo.

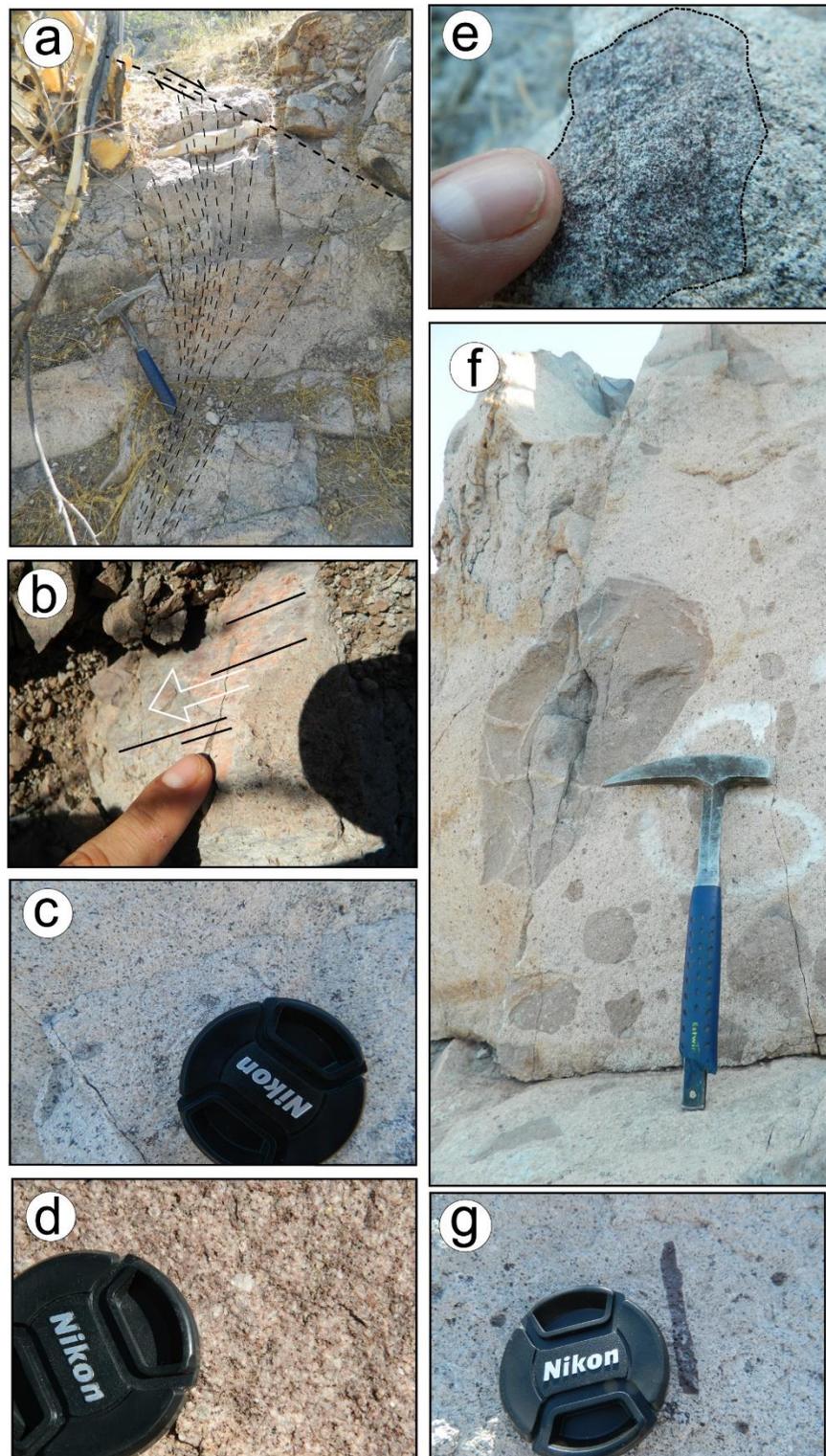
Además de una foliación magmática (Fig. 13b), los CGS presentan estructuras prismáticas, principalmente hacia la cima de los afloramientos (Fig. 13a). Otra estructura primaria es caracterizada por el desarrollo de cavidades miarolíticas de hasta 1 cm, de forma esférica y/o elongadas, en ocasiones alineadas, rellenas por cuarzo y ferromagnesianos oxidados (Fig. 13c).

Los afloramientos presentan un alto grado de fracturamiento, aunque es posible observar terminación de fallas en cola de caballo y planos de falla estríados con movimiento de tipo normal (Fig. 14a, b).

Los CGS en campo presentan una matriz de textura microcristalina sacaroidea de grano fino a medio (<3 mm; Fig. 14c, d), compuesta principalmente por cuarzo, feldespatos y minerales opacos (5-15%), con presencia de agregados de minerales ferromagnesianos oxidados que llegan a medir hasta 30 cm (Fig. 14e, f), y la presencia de enclaves o inclusiones de una roca de composición intermedia (Mora-Álvarez y McDowell, 2000; Roldán-Quintana *et al.*, 2004), con bordes sub-redondeados a angulosos (Fig. 14g).

En la localidad de Guaymas, el CGS es cortado por diques félsicos que presentan texturas microcristalinas, aplíticas y otros son porfídicos de feldespato alcalino y piroxeno. Las unidades volcánicas encajonantes corresponden principalmente a unidades dacíticas y riolíticas, con texturas fluidales y porfídicas de feldespato alcalino y plagioclasa. Tanto los CGS como las unidades volcánicas félsicas que le sobreyacen, son cubiertas discordantemente por flujos basálticos, que forman extensas mesetas sub-horizontales.

Otras fotografías representativas del aspecto megascópico de los afloramientos se encuentran en el Anexo 5.



**Fig. 14** Aspecto macroscópico de los CGS. (a) Estructura en cola de caballo. (b) Falla con estrías que indican un desplazamiento normal. (c) Tamaño de grano fino (< 1mm). (d) Tamaño de grano medio (1-5 mm). (e) Cúmulo de ferromagnesianos. (f) Cúmulo de ferromagnesianos que llega a medir hasta 30 cm. (g) Enclave de roca intermedia.

### 3.2. Petrografía y mineralogía

Se realizó un estudio petrográfico de 60 láminas delgadas de roca, que corresponden a los CGS. El muestreo para este estudio, se realizó considerando las variaciones mineralógicas observadas en muestra de mano y en el tamaño de grano de los CGS estudiados en los diferentes afloramientos. Además, el muestreo sistemático se realizó de manera representativa en los diferentes sectores donde ocurre este tipo de magmatismo, con el fin de detectar rasgos que nos permitieran relacionar o diferenciar a los CGS entre sí. Un análisis cualitativo se realizó utilizando un EDS (*energy dispersive spectrometer*) adaptado a una microsonda en minerales específicos.

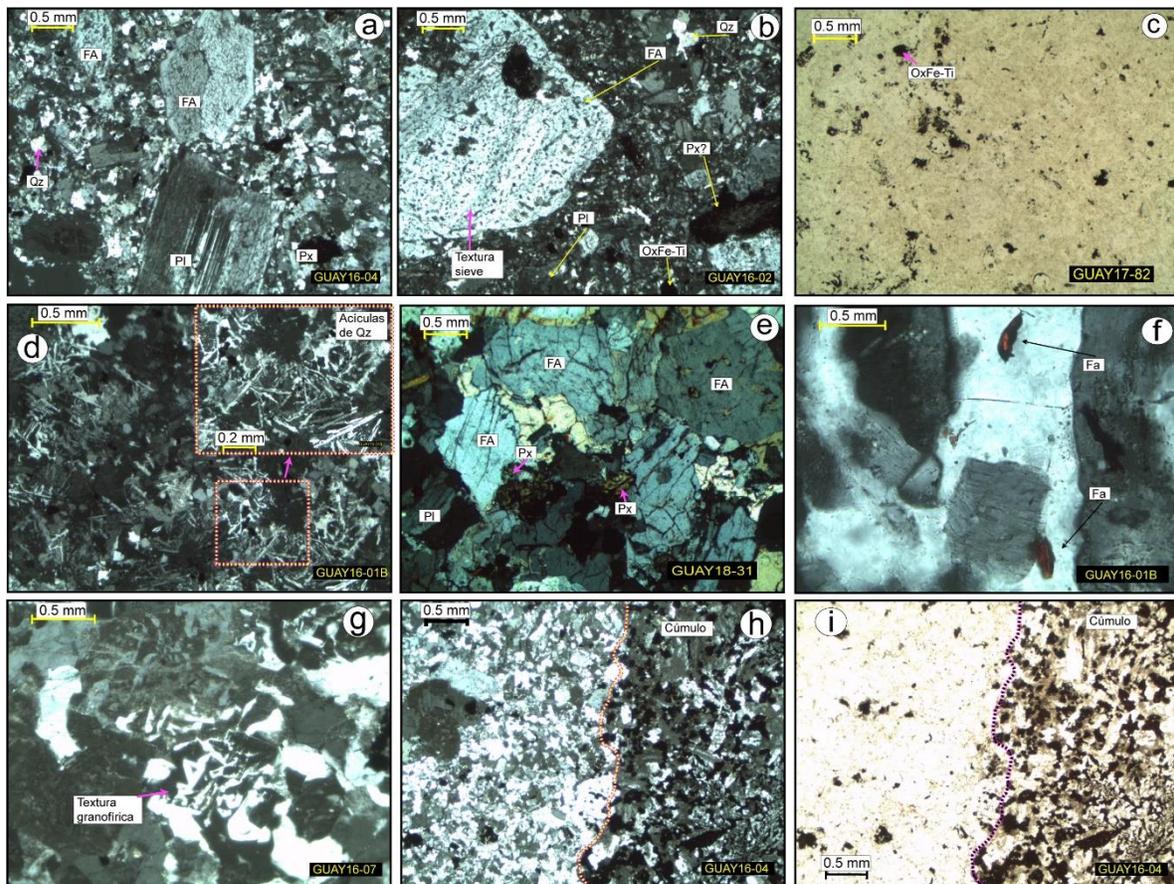
Petrográficamente, algunos CGS se caracterizan por presentar una textura porfídica a glomeroporfídica con fenocristales de feldespato alcalino (FA) > plagioclasa (Pl). Estos presentan formas subhedrales y en algunos casos, caras basales euhedrales, con tamaños que llegan a ser hasta de 1 mm. Presentan una textura *sieve* (Fig. 15) e incluso se les llegan a observar inclusiones de óxidos de Fe-Ti y cuarzo (Qz), y algunos muestran un grado de fracturamiento alto.

Destaca la presencia (en algunos casos) de algunos minerales oxidados. El EDS en una microgranito representativo de la localidad de Empalme, permitió identificar que regularmente estos minerales corresponden a ferromagnesianos de clinopiroxeno de tipo augita (0.1-0.8 mm; Fig. 16). En menor proporción se observan óxidos de hierro-titanio (Ox-Fe-Ti) como magnetita (euhedral a subhedral) y hematita (anhedral), que llegan a ser de tamaños muy finos (<0.25 mm).

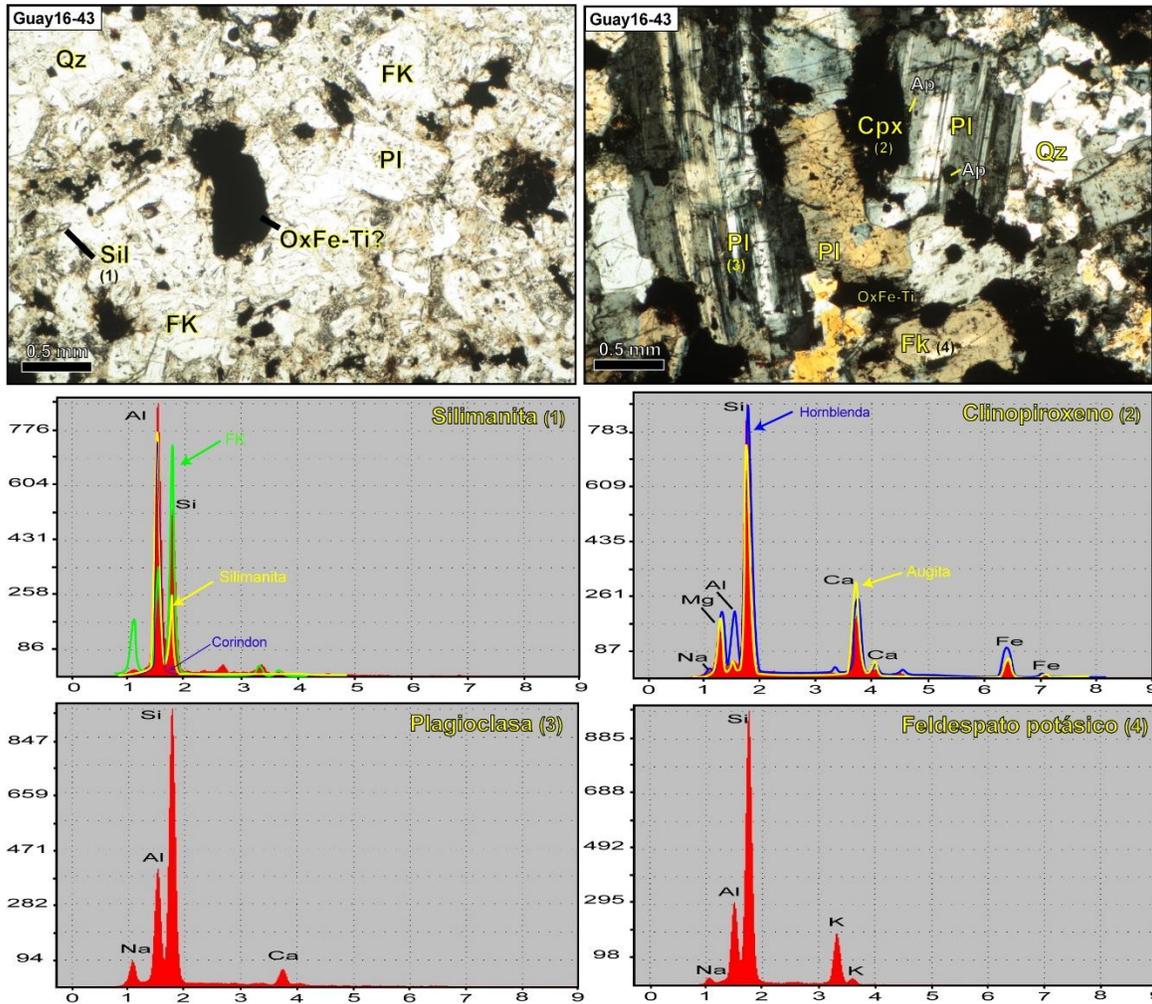
Los fenocristales se encuentran en una matriz microcristalina compuesta de Qz + FA ± plagioclasa Pl + óxidos de hierro-titanio Ox-Fe-Ti ± piroxeno (Px)?. En la matriz de estos CGS, se desarrolla una pobre desvitrificación de forma plumosa y es común observar cristales de cuarzo en forma de espículas o acicular, indicando un enfriamiento rápido del magma (Vernon, 2004). Los CGS de texturas porfídicas es común encontrarlos en los sectores de Guaymas y en la zona sur de la Sierra Santa Úrsula. Hacia la región más al norte, como en Ortíz, los CGS presentan un tamaño de grano mayor con arreglo granular. Estos CGS presentan una textura holocristalina seriada inequigranular de Qz>FA>Pl>Px>Ox-Fe-Ti ± Bt (en orden de importancia). Los cristales son subhedrales a anhedrales principalmente >0.5mm. Los cristales de Px son < 0.5mm y en ocasiones presentan un fuerte grado de

alteración. Se observan escasos fantasmas de biotita (Bt) subhedral, que suelen aparecer como pseudomorfos y reemplazados completamente por óxidos metálicos. Estos cuerpos ubicados al norte de Sierra Santa Úrsula se caracterizan por desarrollar texturas de intercrecimiento de Qz+FA definidas como texturas granofíricas y micrográficas (Fig. 15c-g).

Es frecuente en los CGS la presencia de cúmulos o glómeros de grano más fino que la roca que lo contiene, compuestos principalmente por plagioclasa y ferromagnesianos oxidados como clinopiroxeno y biotita además de óxidos de Hierro-Titanio. Este conjunto de minerales presentan formas tabulares. Por otra parte, los CGS presentan zonas aplíticas que definen la foliación magmática. Estas zonas están compuestas esencialmente por cristales anhedrales de Qz y FA, con el desarrollo de texturas granofíricas. Como mineral accesorio presentan comúnmente circón, apatito y fayalita. En una muestra se determinó silimanita con un análisis por EDS (Fig. 15 y 16).



**Fig. 15** Fotomicrografías mostrando las características petrográficas de los CGS. (a-b) Textura porfídica y textura *sieve* en FA. (c) Óxidos de Hierro-Titanio. (d) Acículas de Qz. (e) Microgranito de grano medio. (f) Fayalita como mineral accesorio. (g) Textura granofírica. (h-i) Cúmulo de ferromagnesianos en luz polarizada y luz natural.



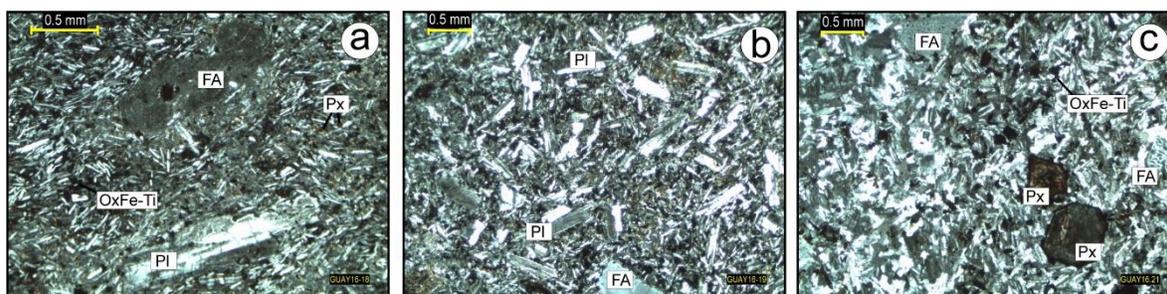
**Fig. 16.** (a) Fotomicrografías de láminas delgadas en luz natural (izquierda) y luz polarizada (derecha) de un microgranito de la localidad de Empalme. Los números 1, 2, 3, 4 son para indicar los gráficos EDS correspondientes para cada mineral. (b) Gráficos EDS de la muestra Guay16-43. Los diagramas de silimanita y clinopiroxeno muestran las curvas de minerales representativos para su comparación (tomados de <http://www.sfu.ca/~marshall/sem/mineral.htm>)

### 3.2.1 Petrografía de las unidades volcánicas asociadas a los Cuerpos Graníticos Subvolcánicos.

En los sectores donde ocurren los CGS, también se identificaron las secuencias volcánicas encajonantes, así como las unidades volcánicas más jóvenes que lo cubren y diques de distintas composiciones que se encuentran cortando a los cuerpos hipabisales estudiados. Se realizó un análisis petrográfico de 26 secciones delgadas de las unidades volcánicas y diques relacionados al magmatismo de *rift* de la costa de Sonora, con el fin de encontrar características que pudieran relacionar a los CGS con sus análogos volcánicos.

El análisis petrográfico muestra que las unidades volcánicas que se encuentran tanto como encajonante, como cubriendo a los CGS, son de composición riolítica. Presentan una textura porfídica a glomeroporfídica, algunos con una mineralogía similar a la de los CGS,

con fenocristales subhedrales a anhedrales de FA>PI que muestran una textura *sieve* y ferromagnesianos dominados por Px. Los fenocristales se encuentran en una matriz afanítica a vítrea. Particularmente en la localidad de Guaymas, algunas unidades volcánicas más jóvenes que cubren a los CGS, presentan una composición dacítica, con texturas que varían de porfídicas hasta microcristalinas con una mineralogía de fenocristales subhedrales a euhedrales de PI+FA+Px. Al igual que en otras sucesiones volcánicas, la presencia de una textura *sieve* o nublada en los feldespatos es común. En las unidades porfídicas, la matriz es traquítica de cristales tabulares de Pl, además de presentar en menor proporción OxFe-Ti>Px. También en la localidad de Guaymas, es común observar inyecciones hipovolcánicas cortando al CGS en algunos afloramientos. Mientras que megascópicamente, estas inyecciones no se pueden diferenciar de los CGS, petrográficamente muestran una textura porfídica traquitoide con una mineralogía que es dominada por fenocristales euhedrales de plagioclasa con escasos fenocristales anhedrales de FA, en una matriz microcristalina de PI+OxFe-Ti y probablemente Px reemplazado por óxidos metálicos (Fig. 17). Las similitudes mineralógicas de las inyecciones hipovolcánicas y las secuencias volcánicas dacíticas en la localidad de Guaymas, nos sugieren que estos representan los conductos alimentadores del volcanismo más joven que cubre a los CGS en la localidad de Guaymas.



**Fig. 17** Características petrográficas de las unidades volcánicas encajonantes y diques. (a) Lava dacítica de textura porfídica de FA y Pl. (b) Lava dacítica microcristalina porfídica de Pl. (c) Dique microcristalino porfídico de FA+Px.

### 3.3 Geoquímica

Se realizó un estudio analítico de elementos mayores y traza en **38** muestras de los CGS sobre un talón de roca pulida por medio de la técnica de Fluorescencia de Rayos X en un equipo portátil *Thermo Scientific Niton FXL* (Tabla 2). Cada talón de roca fue medido tres veces con un tiempo de medición de 120 segundos utilizando el programa *Test All Geo*. Este equipo permite realizar un análisis cuantitativo, no destructivo, y de hasta cuarenta elementos en una medición. Las mediciones se realizaron en el Laboratorio de Cristalografía y

Geoquímica del Departamento de Geología de la Universidad de Sonora. Las muestras analizadas corresponden a los cuerpos graníticos subvolcánicos, a sus zonas aplíticas y a los cúmulos de ferromagnesianos. Además de los datos analizados en este trabajo, se utilizaron 35 muestras de la literatura con sus respectivos valores de elementos mayores, elementos traza y tierras raras (ver [Tabla 1](#) en [Anexos 2: 2.2](#)). Los diagramas presentados se realizaron en el programa [IGPET 2007](#). El trabajo estadístico que muestra la confiabilidad de los datos, se muestra en los [Anexos 2: 2.1](#).

**Tabla 2.** Resultados de elementos mayores (%) y traza (ppm) por FRX portátil de las rocas estudiadas en la región costera de Sonora. SSU, Sierra Santa Úrsula; VG, Valle de Guaymas; SEA, Sierra El Aguaje, LOD; Limit of detection.

Muestra	Localidad	Coordenadas UTM WGS84 12R		Roca	TiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	CaO	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Rb	Sr	Ba	Y	Zr	Nb	V	Zn	Tb
		E	N		%	%	%	%	%	%	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
GUAY16-01a	Guaymas	508151	3088247	Microgranito	0.32	1.23	0.02	0.74	4.35	<LOD	162.12	152.04	1226.48	36.63	215.46	8.05	32.55	19.60	22.70
GUAY16-01b	Guaymas	508125	3088243	Microgranito	0.87	1.77	0.03	1.53	3.31	<LOD	129.55	199.79	1144.60	28.50	239.58	12.42	41.12	9.10	18.17
GUAY16-04-1	Guaymas	508213	3088143	Microgranito	0.46	2.46	0.04	1.79	2.99	<LOD	113.96	216.03	1224.83	31.65	211.10	9.57	44.03	32.22	13.41
GUAY16-04-2-cum	Guaymas	508213	3088143	Cúmulo	1.28	9.10	0.11	3.13	1.04	0.13	77.61	307.17	1090.83	64.22	153.44	15.19	137.36	163.27	8.64
GUAY16-05	Guaymas	508157	3088163	Microgranito	0.47	2.43	0.05	1.67	3.63	<LOD	145.72	222.27	1246.79	31.52	305.48	11.33	58.43	20.36	15.71
GUAY16-06ap	Guaymas	508157	3088163	Dique aplítico	0.20	0.91	0.02	0.80	4.25	<LOD	179.65	94.49	907.21	29.81	310.43	9.95	35.01	16.51	20.17
GUAY16-06b	Guaymas	507885	3088249	Microgranito	0.33	1.90	0.04	2.17	4.15	<LOD	150.04	206.34	1215.89	27.94	232.70	7.86	27.55	99.98	13.92
GUAY16-07-ap	Guaymas	507424	3088687	Dique aplítico	0.13	0.57	0.02	0.27	4.92	<LOD	197.44	69.63	693.67	30.62	325.35	10.40	2.46	7.87	23.63
GUAY16-08-cum	Guaymas	507484	3088416	Cúmulo	1.23	6.94	0.11	1.61	1.87	0.07	86.19	281.15	967.88	44.57	167.93	18.33	82.18	119.42	9.73
GUAY16-09	Guaymas	507460	3088238	Microgranito	0.25	1.64	0.05	1.19	3.97	<LOD	150.85	185.59	1317.97	23.71	203.48	6.97	26.88	48.23	14.74
GUAY16-10	Guaymas	507401	3088554	Dique aplítico	0.09	0.65	0.02	0.50	5.08	<LOD	199.11	49.17	556.58	33.28	356.48	8.11	14.30	16.36	26.71
GUAY16-11-cum	Guaymas	507401	3088554	Cúmulo	1.01	6.57	0.11	2.32	1.50	0.06	47.75	310.55	906.73	30.69	250.04	9.22	99.04	80.08	8.59
GUAY16-16	Guaymas	507197	3088565	Microgranito	0.18	1.19	0.03	0.70	3.98	<LOD	153.15	163.73	1373.81	28.27	292.38	7.32	36.00	26.06	14.97
GUAY16-17	Guaymas	507085	3088537	Microgranito	0.44	2.85	0.13	1.51	3.02	<LOD	102.41	223.08	1518.50	31.30	352.18	9.43	66.46	40.54	12.85
GUAY16-29	Guaymas	507858	3089328	Microgranito	0.49	3.03	0.10	1.63	3.77	0.07	147.09	183.85	1280.94	38.44	352.84	9.20	75.14	85.18	14.17
GUAY16-30	Guaymas	508379	3089392	Microgranito	0.39	3.06	0.07	1.54	3.42	<LOD	137.67	176.87	1253.35	28.73	207.67	9.14	42.62	30.21	16.14
GUAY16-40	Empalme	519029	3095127	Microgranito	0.52	3.06	0.07	1.93	3.39	<LOD	147.64	181.02	1226.59	39.17	338.57	10.70	58.92	35.66	17.96
GUAY16-46	Empalme	519253	3096558	Microgranito	0.26	1.47	0.04	1.26	3.96	<LOD	154.02	188.10	1300.05	27.52	217.97	8.36	34.91	21.24	18.01
GUAY16-53	SSU	519412	3097284	Microgranito	0.33	2.25	0.04	1.40	3.45	<LOD	143.71	205.40	1312.44	26.38	204.19	7.32	47.89	15.46	13.60
GUAY17-80	Guaymas	507969	3088125	Microgranito	0.52	3.15	0.04	1.17	3.84	0.07	143.09	169.26	888.87	33.06	296.53	11.17	77.63	26.55	12.65
GUAY17-81	Guaymas	507712	3087781	Microgranito	0.45	1.82	0.04	1.31	4.06	<LOD	168.78	174.26	1440.26	31.20	281.29	11.39	43.80	15.04	18.49
GUAY17-87acum	Guaymas	508516	3088576	Cúmulo	1.06	6.22	0.11	2.92	2.04	0.11	63.20	318.07	879.17	30.48	245.97	10.07	144.23	89.73	10.98
GUAY17-88	Guaymas	509273	3089180	Microgranito	0.66	2.21	0.03	1.17	4.02	0.07	156.29	190.96	1081.19	31.84	454.07	14.73	44.80	57.87	16.89
GUAY18-01	Empalme	519970	3094911	Microgranito	0.21	1.24	0.04	1.41	4.04	<LOD	166.58	177.75	1381.12	24.15	231.25	7.28	39.33	14.49	19.81
GUAY18-02	SSU	520545	3099065	Microgranito	0.22	1.80	0.04	1.69	3.16	0.06	150.10	159.15	1056.13	39.40	262.00	10.69	38.49	20.34	26.06
GUAY18-09	SSU	519980	3099278	Microgranito	0.66	3.72	0.10	2.17	3.53	0.07	139.99	246.23	1365.07	38.33	288.28	11.40	67.43	34.43	17.70
GUAY18-12	SSU	519523	3097548	Microgranito	0.42	1.54	0.04	1.71	4.39	<LOD	160.94	193.78	1341.28	27.46	184.09	10.01	42.95	13.58	20.88
GUAY18-13	SSU	521647	3102039	Microgranito	0.41	2.39	0.05	1.77	3.64	<LOD	137.24	241.50	1395.66	35.45	287.37	9.21	44.35	25.48	19.46
GUAY18-15	SSU	521056	3102686	Microgranito	0.49	2.68	0.08	2.74	3.39	<LOD	138.50	207.35	1240.30	45.58	336.23	9.47	38.98	31.75	13.67
GUAY18-20	Ortiz	525777	3127139	Microgranito	0.56	2.94	0.06	1.58	2.68	<LOD	127.46	184.52	1151.16	38.31	226.84	9.56	32.60	41.67	14.57
GUAY18-31	SSU	523573	3114566	Microgranito	0.51	3.12	0.05	1.88	3.11	<LOD	129.60	203.01	1645.95	40.85	282.00	8.77	28.72	67.56	12.89
GUAY18-33	SSU	522016	3120894	Microgranito	0.39	2.44	0.05	1.54	4.57	<LOD	187.76	211.24	1332.08	29.37	229.33	6.21	44.68	27.32	17.83
GUAY18-37	SSU	522985.00	3108985.00	Microgranito	0.43	3.17	0.05	2.63	2.91	0.13	129.95	249.67	750.11	33.73	210.96	6.74	60.26	31.94	11.54
EMP16-01 talon	Empalme	520031.00	3094710.00	Microgranito	0.89	2.88	0.02	2.14	3.40	<LOD	146.51	226.56	672.58	25.46	216.86	12.22	44.71	21.51	16.18
EMP16-02	Empalme	519254.00	3096529.00	Microgranito	0.41	2.76	0.03	1.45	3.34	0.06	152.76	179.32	645.77	36.15	262.00	10.75	90.56	30.57	14.06
EMP18-03	VG	538308.00	3086876.00	Microgranito	0.26	1.45	0.05	2.26	3.38	<LOD	147.41	271.89	1604.40	18.99	143.33	3.41	34.10	32.81	12.58
EFV13-15	SEA	489199.00	3103483.00	Microgranito	0.08	0.52	0.02	0.38	4.34	<LOD	159.41	70.20	882.33	21.34	114.48	7.88	66.55	18.23	14.27
CEV15-08*	Guaymas	508163.00	3089146.00	Microgranito	0.45	2.44	0.04	6.36	3.17	<LOD	130.32	194.99	370.36	27.21	246.33	8.41	53.91	53.57	10.98

### 3.3.1 Características geoquímicas

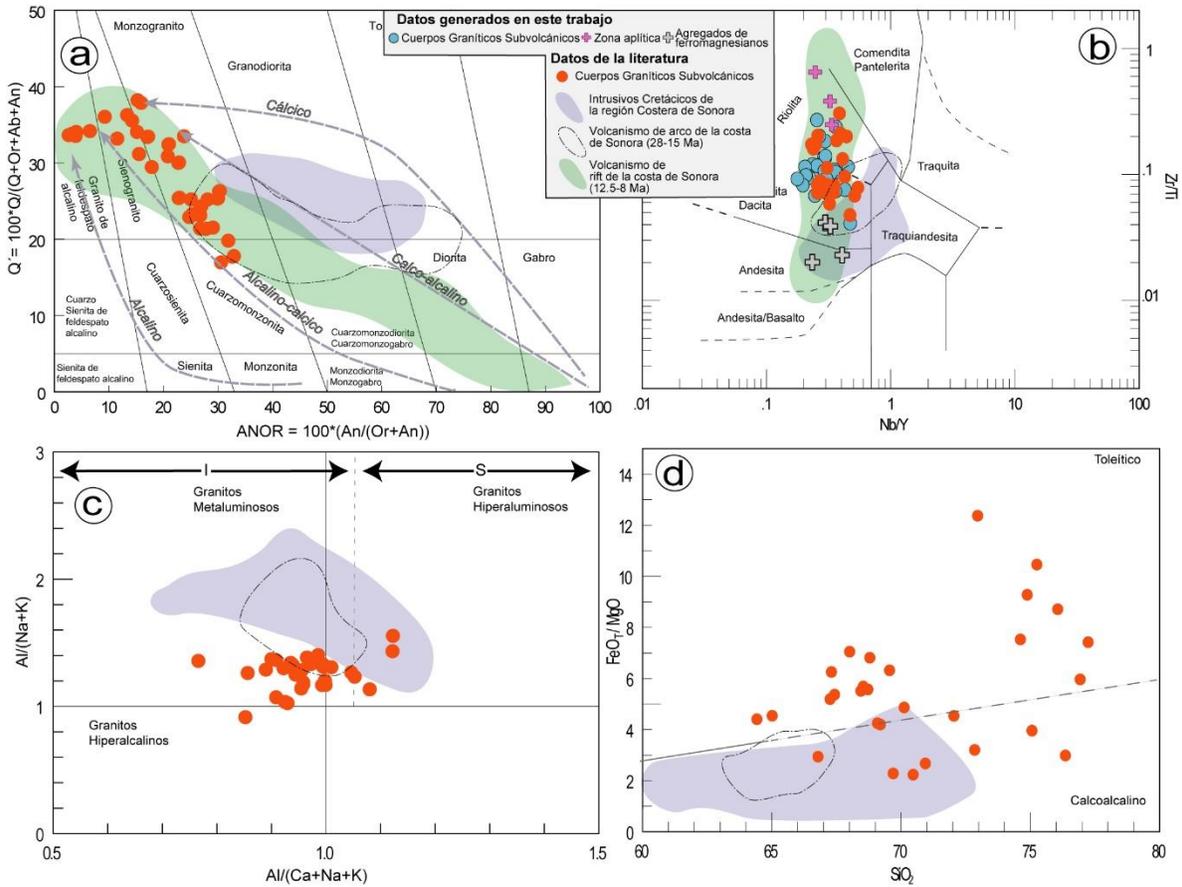
Los datos tanto de la literatura como los generados en este trabajo, permiten clasificar a los CGS, determinar sus variaciones geoquímicas, así como relacionarlos con el volcanismo presente en la región y determinar su origen petrogenético.

Los diagramas de clasificación reflejan las variaciones composicionales de los cuerpos subvolcánicos estudiados ([Fig. 17a y b](#)). Un diagrama de clasificación normativa fue utilizado tomando como base los datos recopilados de la literatura ([Fig. 18a](#)), en los cuales

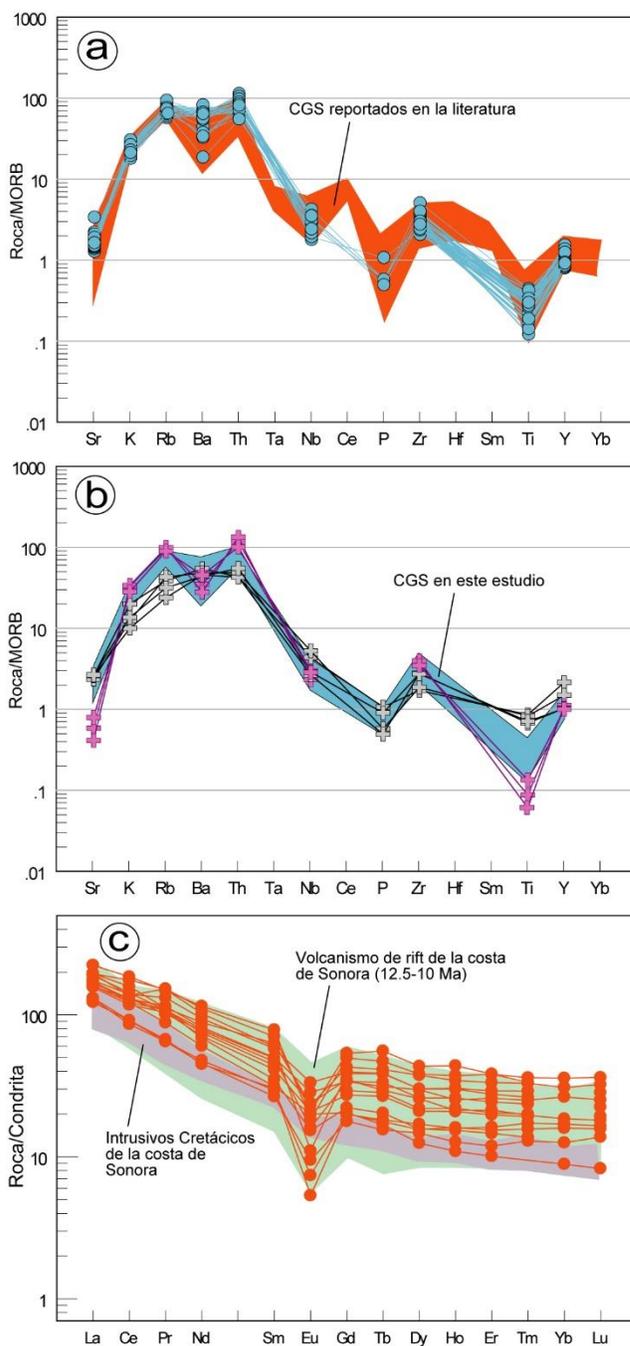
se reportan los elementos mayores. En el diagrama de clasificación de [Streckeisen y Le Maitre \(1979\)](#), los CGS presentan una composición principalmente granítica, aunque varía ligeramente, desde granito de FA en las variedades más félsicas, sienogranito-monzogranito, hasta cuarzomonzonita en las variedades intermedias. También podemos observar una tendencia alcalino-cálcica, de acuerdo a los límites usados por [Whalen y Frost \(2013\)](#). Los CGS reportados en la literatura presentan valores en SiO<sub>2</sub> de 64.4% a 77.2% (en base a anhidra), de álcalis (K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O) entre 7.2% a 10.1%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> entre 11 y 16%, CaO <3.5%, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> entre 1-7%, MgO < 2% y P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> < 0.4% y K<sub>2</sub>O de 3.4% a 5.3%. De acuerdo con las concentraciones calculadas de los minerales normativos, los CGS son rocas sobresaturadas en sílice, con Q normativo de 15.4-40%, albita (22-40%) > ortoclasa (16-32%), y con corindón (0.1% - 2.4%) en las variedades hiperaluminosas

Los CGS analizados en este trabajo, fueron clasificados utilizando los elementos traza determinados bajo FRX portátil. En el diagrama de [Winchester y Floyd \(1977\)](#), que utiliza elementos trazas inmóviles, bajo la relación Zr/Ti como un índice de diferenciación ([Fig. 18b](#)), se clasifican químicamente, desde los análogos volcánicos como la riolita, hasta como los de riocacita-dacita, denotando su carácter ácido a ligeramente intermedio. En estos diagramas de clasificación normativa y química se integraron, para su comparación, los valores reportados en la literatura con los campos del volcanismo de *rift* en la costa de Sonora, así como los de los intrusivos del basamento Cretácico en la región.

Para distinguir mejor la diversidad geoquímica en los microgranitos, se utilizó una clasificación basada en el índice de saturación de alúmina ([Fig. 18c](#); [Shand, 1943](#)). En ella se observa que la mayoría de las muestras son metaluminosas (A/CNK<1), cuyas características son típicas de granitos Tipo I y granitos Tipo A ([Chappell y White, 1974](#); [Chappell y Stephens, 1988](#); [Frost et al., 2001](#)). Sin embargo, algunas muestras están dentro del campo de los granitos hiperaluminosos e inclusive en el campo hiperalcalino. Las variaciones de SiO<sub>2</sub> vs. FeO<sub>t</sub>/ MgO muestran que la mayoría de los CGS son de naturaleza toleítica, con algunas muestras de carácter calcoalcalino ([Fig. 18d](#)).



**Fig. 18** Diagramas de clasificación geoquímica para los CGS de los sectores estudiados. Se muestran los campos del magmatismo de *rift* de la costa de Sonora y de los intrusivos cretácicos laramídicos. SSU: Sierra Santa Úrsula; SEA, Sierra El Aguaje; SB, Sierra El Bacatete; VG, Valle de Guaymas. (a) Diagrama de clasificación normativa QAP (Streckeisen y Le Maitre, 1979) con los límites propuestos por Whalen y Frost (2013). (b) Diagrama de elementos traza de Winchester y Floyd (1977). (c): Diagrama que muestra el índice de contenido en alúmina (Maniar y Piccoli, 1989). La línea punteada marca el campo de ligeramente hiperaluminoso (Chappell y White, 1974). (d) Diagrama discriminatorio SiO<sub>2</sub> vs. FeO<sub>7</sub>/MgO (Miyashiro, 1974)

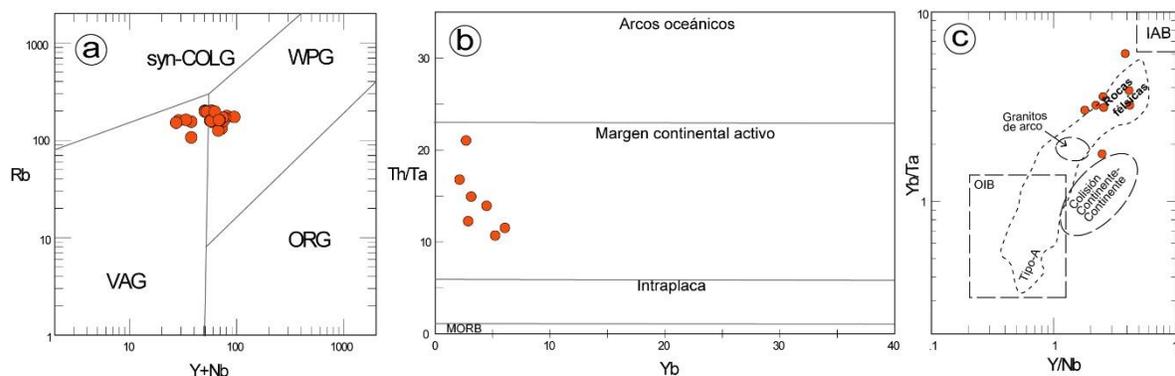


**Fig. 19** (a-b) Diagrama multielemental de elementos traza normalizado a MORB (Pearce *et al.*, 1983). (c) Diagrama de tierras raras normalizado a condrita. Sun y McDonough (1989). Ver simbología en la Fig. 18.

Los CGS analizados en este trabajo, en un diagrama multielemental normalizado a MORB (Fig. 19a; Pearce *et al.*, 1984), muestran un espectro paralelo al de los microgranitos reportados en la literatura, con un enriquecimiento en los LILE, con respecto a los HFS, con anomalías negativas en Sr, P, Ti, y ligeramente en Ba, así como anomalías positivas en Y, Zr, y Th. Estas mismas anomalías se observan tanto en los cúmulos de ferromagnesianos, como en las zonas aplíticas analizadas (Fig. 19b). Un diagrama espectral de elementos de tierras raras (REEs) normalizado a condrita muestra un espectro similar para los CGS de la costa de Sonora reportados en la literatura, caracterizados por un enriquecimiento en LREEs en relación a las HREEs y una marcada anomalía negativa en europio (Fig. 18c). Estas características son similares a las mostradas por el volcanismo de *rift* de la costa de Sonora, y marcan además una diferencia con los Intrusivos Cretácicos.

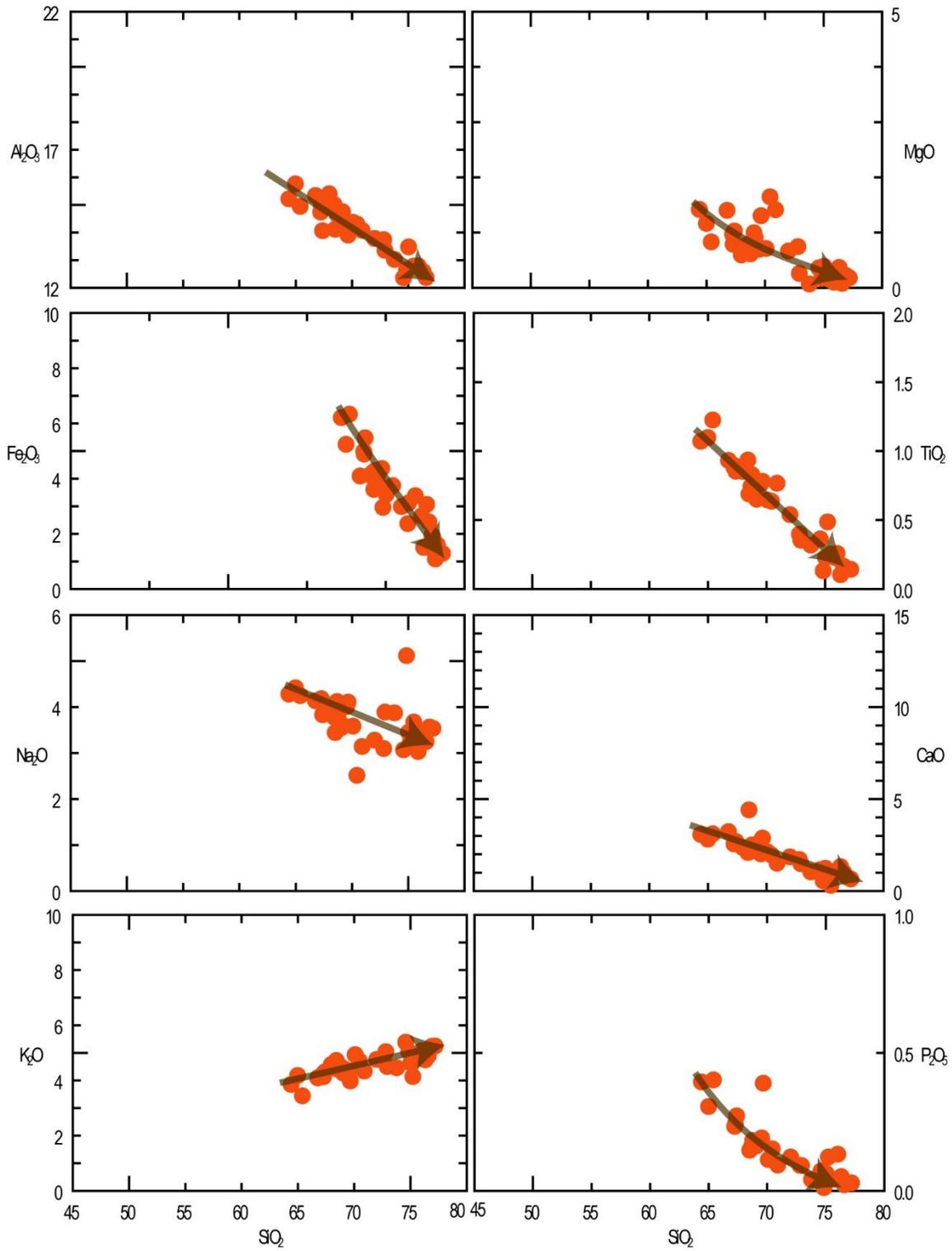
De acuerdo al diagrama de discriminación tectónica Rb vs. Y+Nb (Fig. 20a), los CGS de la literatura se encuentran principalmente en el campo de los granitos intraplaca (WPG). Por otra parte, un diagrama de discriminación tectónica para rocas volcánicas intermedias y félsicas (Gorton y Schandl, 2000) grafica a los CGS dentro del campo de margen continental

activo (Fig. 20b). La relación Yb/Ta y Y/Nb, muestra la distribución de los CGS dentro del campo de los granitoides Tipo A y principalmente en aquellas rocas de composición félsica (Fig. 20c).



**Fig. 20** (a) Diagrama Rb vs. Y+Nb de discriminación tectónica (Pearce *et al*, 1984). (b) Diagrama de discriminación tectónica Th/Ta vs. Yb (Gorton y Schandl, 2000). Ver simbología en Fig. 17. (c) Diagrama Y/Nb vs. Yb/Ta (Eby, 1992) que mostrando la distribución de rocas Tipo A. OIB: *Ocean Island Basalt*; IAB: *Island Arc Basalts*.

Los diagramas tipo Harker (1909), en las muestras reportadas en la literatura (Fig. 21), presentan una pendiente, que decrece en elementos como el  $\text{TiO}_2$  y  $\text{CaO}$ , conforme aumenta el contenido en sílice. También muestran pendientes negativas en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{P}_2\text{O}_5$ , mientras que el  $\text{K}_2\text{O}$  muestra una pendiente positiva conforme aumenta el sílice.



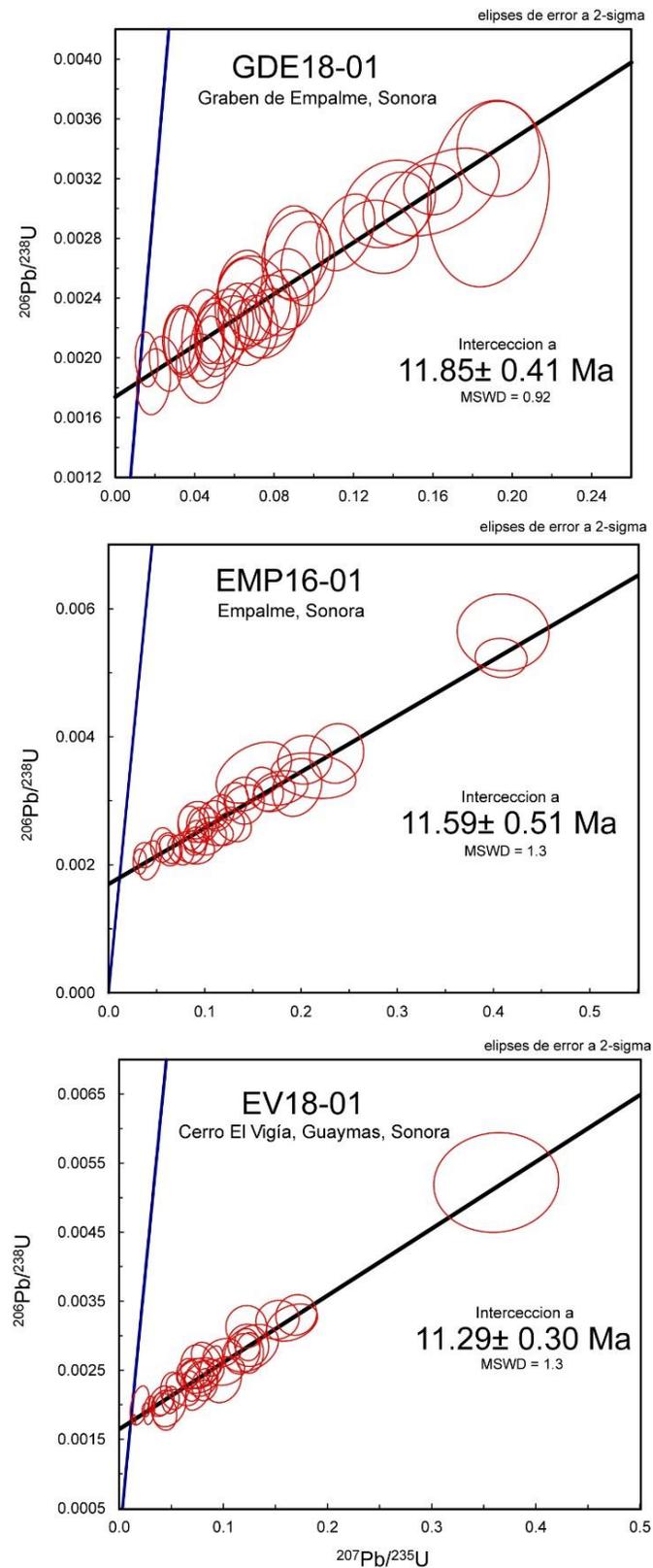
**Fig. 21** Diagramas Harker, (1909) de elementos mayores para los CGS reportados en la literatura para la región costera de Sonora.

### 3.4. Geocronología

Para constreñir la edad de emplazamiento de los CGS, se realizó una datación U-Pb en 35 zircones usando LA-ICP-MS (*Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer*) en 3 muestras representativas de la región de estudio (Fig. 4). Los análisis isotópicos de U-Pb y concentraciones de los elementos traza en zircones, se realizaron en el Laboratorio de Estudios Isotópicos de la UNAM-Campus Juriquilla, usando los protocolos de Solari *et al.*, (2015, 2010). Se realizó una corrección de los datos por deriva instrumental y fraccionamiento por profundidad. Las edades calculadas y los diagramas concordia-discordia fueron hechos usando Isoplot 3.75 (Ludwig, 2012). Las concentraciones de U y Th fueron calculadas utilizando un zircón externo estándar (Paton *et al.*, 2010). Las incertidumbres 2 sigma propagadas son de acuerdo a Paton *et al.*, (2010). Las relaciones, edades y errores de  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  se calcularon de acuerdo a Petrus y Kamber, (2012). Los resultados se pueden ver en la Tabla 2 en Anexos 3:3.2, así como la metodología que se siguió para la separación de los cristales de zircón. La localización de las muestras se puede ver en la Fig. 4 y Tabla 1.

#### 3.4.1 Resultados

Los zircones analizados muestran generalmente formas prismáticas, euhedrales a subhedrales con tamaños entre 100 y 200  $\mu\text{m}$  (imágenes de catodolumiscencia en Anexos 3), característicos de cristales ígneos. Las edades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  obtenidas de las periferias y los centros de los diferentes zircones no son concordantes, sin embargo, es posible construir un diagrama de discordia que intercepta en una edad de  $11.29 \pm 0.30$  (MSWD=1.3) para la muestra EV18-01, de  $11.59 \pm 0.51$  Ma (MSWD=1.3) para la muestra EMP16-01 y  $11.85 \pm 0.41$  Ma (MSWD=0.92) para la muestra GDE18-01 (Fig. 22). Estas fechas se consideran representativas de la edad del inicio de la cristalización del intrusivo subvolcánico ( $> 700^\circ\text{C}$ ). De los zircones analizados solo un cristal muestra una edad discordante de 76 Ma en la muestra EMP16-01. Este es interpretado como un cristal heredado del basamento granítico Cretácico, que se encuentra expuesto en la región (Mora-Alvarez y McDowell, 2000; Roldán-Quintana *et al.*, 2009).



**Fig. 22** Diagramas de discordia U-Pb de las muestras representativas de los CGS de la costa de Sonora. La ubicación de las muestras se encuentra en la Tabla 1.

### 3.5. Paleomagnetismo

#### 3.5.1 Muestras y experimentos de laboratorio

Se colectaron muestras en 37 sitios para estudios de remanencia magnética, anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS, por sus siglas en Inglés) y de propiedades magnéticas. Los sitios se seleccionaron en los afloramientos de los Cuerpos Graníticos Subvolcánicos (35 sitios; [Tabla 3](#)) y en 2 sitios de las unidades volcánicas que lo cubren (ver [Tabla 3 en Anexos 4:4.5](#)). Se colectaron hasta un máximo de 10 núcleos en cada sitio usando una perforadora portátil de motor a gasolina y una barrena con corona de diamante y usando agua como lubricante y para enfriar durante la perforación. Los sitios se seleccionaron *in situ*, con el mínimo de fracturas y alteración. Cada núcleo fue orientado en el campo con un clinómetro y una brújula magnética *Brunton* azimutal. Los núcleos cilíndricos de 2.5 cm de diámetro se cortaron en especímenes de 2.2 cm de largo, obteniendo desde 1 hasta 3 especímenes por núcleo. Los análisis y las técnicas paleomagnéticas se realizaron en el Laboratorio de Paleomagnetismo del Instituto de Geofísica de la UNAM, así como en el Laboratorio de Paleomagnetismo y Magnetismo de rocas del Centro de Geociencias (CEGEO) de la UNAM, Campus Juriquilla.

La dirección media de la Magnetización Remanente Característica (ChRM por sus siglas en inglés) de los CGS, se pudo determinar para el 92% de los sitios. En los otros sitios, no fue posible definir el vector principal de la magnetización y en otros, no fue posible calcular la dirección media por la dispersión entre los especímenes del sitio. Los especímenes se desmagnetizaron primero en una muestra piloto de cada sitio por medio de aplicación de un campo magnético alterno (AF, *Molspin Limited*), y posteriormente en otras muestras por aplicación de temperatura (THD, *Thermal Specimen Demagnetizer*) en pasos progresivamente más altos. Después de cada paso de desmagnetización, se midió la remanencia residual con un magnetómetro de giro *Dual Speed Spinner Magnetometer JR-6* y *JR-5* (AGICO, *Advanced Geoscience Instruments Company*). Antes de la desmagnetización, se midió la magnetización remanente natural (NRM, por sus siglas en inglés). La componente de magnetización remanente característica (ChRM, por sus siglas en inglés) se determinó con ambos procesos de desmagnetización. Los pilotos se usaron para seleccionar y minimizar los pasos para calcular la ChRM haciendo el proceso más eficiente.

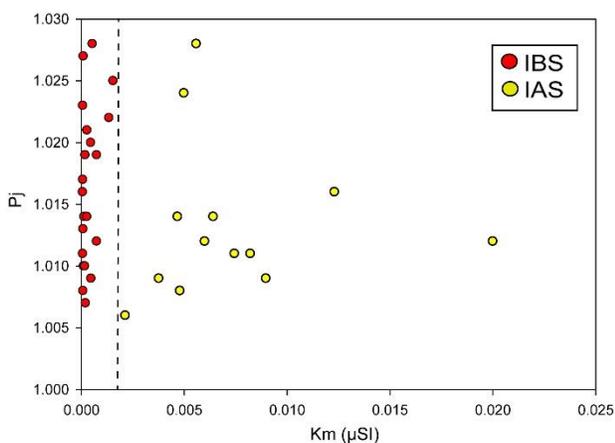
Los resultados se analizaron con el software [Remasoft 3.0](#) y las rotaciones calculadas (R) se hicieron de acuerdo a las ecuaciones en [Butler, \(1992\)](#) con el método de dirección-espacio.

Las mediciones de AMS se hicieron en un *Kappabridge MFK-2* (AGICO) (sensibilidad de  $2 \times 10^{-8}$ ). Los datos fueron procesados en el software [Anisoft 4.2](#), con el cual se determinó, además de la orientación de los principales ejes de susceptibilidad ( $k_1 > k_2 > k_3$ ), donde el eje máximo ( $k_1$ ) representa la lineación magnética y el eje menor ( $k_3$ ) el polo de la foliación magnética ([Nédelec y Bouchez, 2015](#)), la susceptibilidad media ( $K_m$ ), el grado de anisotropía ( $P_j$ ) y la forma del elipsoide (T). Los resultados se pueden ver en la [Tabla 4](#) y los diagramas representativos en los [Anexos 4:4.5](#).

Para determinar la fase mineral portadora de la magnetización se realizaron experimentos de propiedades magnéticas en rocas representativas. En este estudio, medimos la curva de susceptibilidad vs. baja y alta temperatura en un equipo *Kappabridge MFK-FA* (AGICO), el ciclo de histéresis y curvas de magnetización remanente isothermal (IRM) con un *MicroMag AFGM Model 2900* (*Princeton Measurements Corporation*). Los diagramas representativos de los sitios se muestran en los [Anexos 4](#). Los diagramas representativos de la región de Guaymas se pueden ver en [Ramos-Armenta, \(2019\)](#).

### 3.5.2 Mineralogía magnética

El hierro es el principal elemento portador de la señal magnética en las rocas y se caracteriza por dos comportamientos magnéticos principales. El para magnetismo, que son minerales con susceptibilidad magnética ligeramente positiva en granitos, como son biotita, moscovita, anfíbol, piroxeno y, granate, entre otros. Por otro lado, el ferromagnetismo, también con una



**Fig. 23** Gráfica de grado de anisotropía ( $P_j$ ) vs.  $K_m$ . IBS, Intrusivos de baja susceptibilidad; IAS, Intrusivos de alta susceptibilidad.

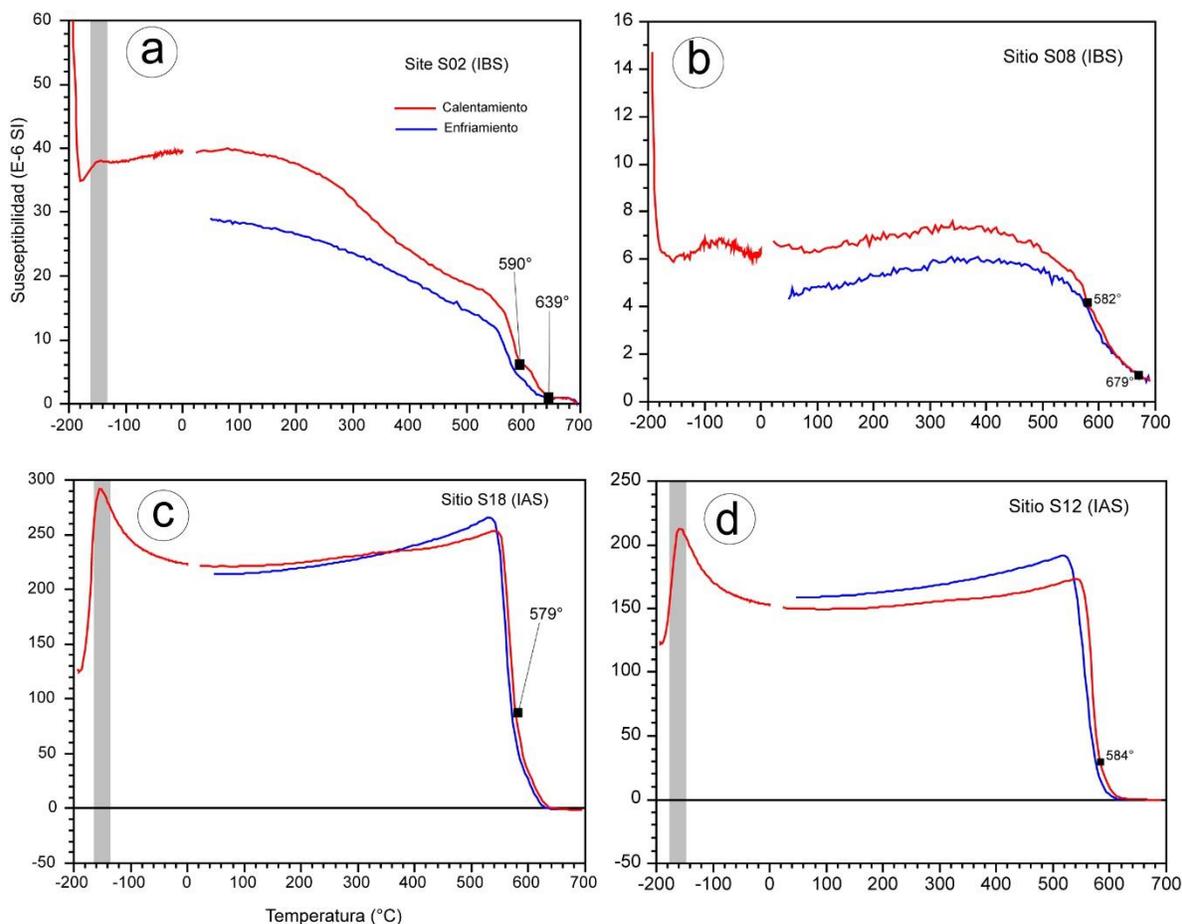
susceptibilidad magnética positiva, siendo la magnetita en los granitos el principal mineral que presenta esta propiedad. En contraste, minerales como la hematita, son antiferromagnéticos, con susceptibilidades tan bajas como los minerales paramagnéticos. Finalmente, una susceptibilidad diamagnética, es negativa y en los granitos, más del 80% de

los minerales, principalmente cuarzo y feldespato, muestran este comportamiento. De esta manera, la susceptibilidad media de los granitos, estará relacionada al tipo, tamaño de grano y al contenido volumétrico contribución total de todos estos componentes (diamagnéticos + paramagnéticos + ferromagnéticos + antiferromagnéticos + diamagnéticos) (Nédelec y Bouchez, 2015).

Los valores de  $K_m$  de los especímenes son en general bajos (Tabla 4), desde  $5.85 \times 10^{-5}$  hasta  $2.00 \times 10^{-2}$ . Sin embargo, el diagrama de  $K_m$  vs.  $P_j$  (Fig. 23) y el diagrama de Day (Fig. 26), permiten diferenciar dos grupos entre los cuerpos estudiados con características magnéticas bien diferenciadas. El **Grupo 1** formado por intrusivos con baja susceptibilidad (IBS) entre  $5.85 \times 10^{-5} - 1.54 \times 10^{-3}$  y el **Grupo 2** con una más alta susceptibilidad magnética entre  $2.13 \times 10^{-3}$  y  $2.00 \times 10^{-2}$  (IAS).

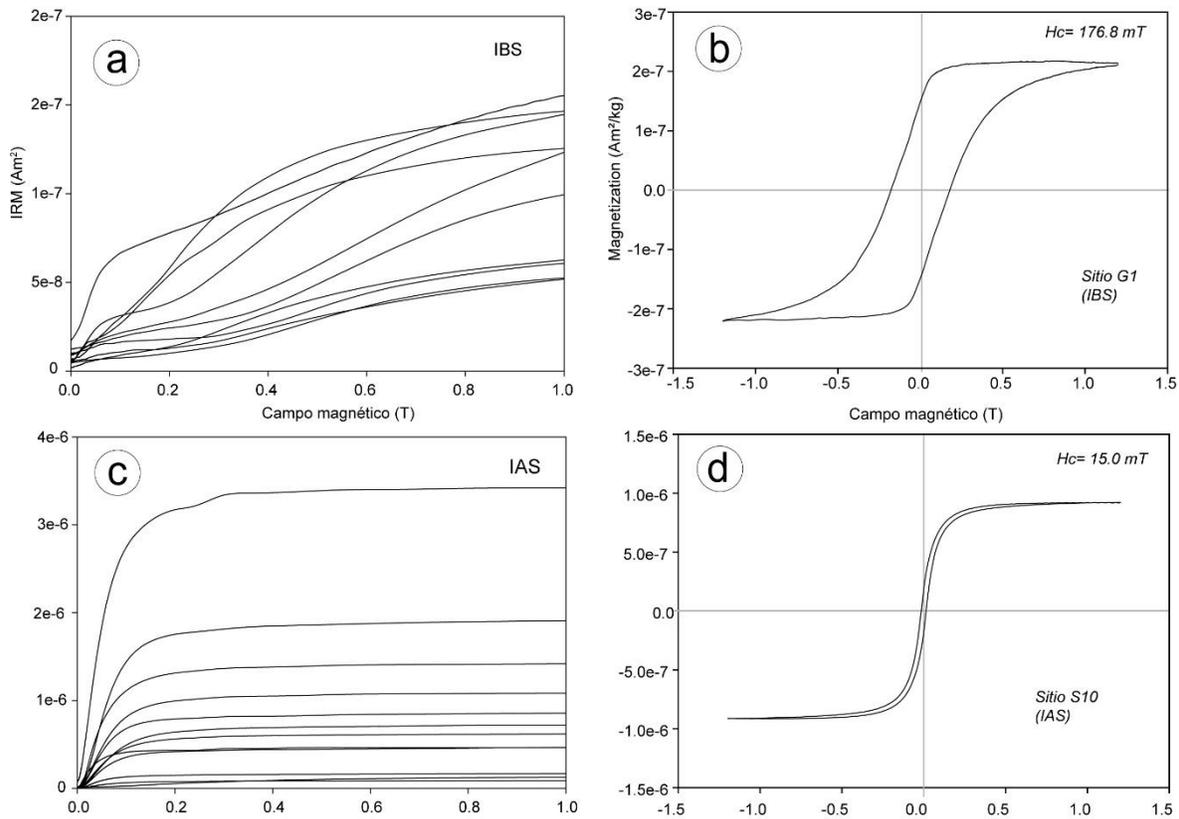
Las curvas de susceptibilidad dependientes de la Temperatura ( $k-T$ ) muestran que los IBS, llegan a valores de cero después de los  $600^\circ\text{C}$ , e incluso, algunos muestran una fracción de minerales muy coercitivos cuyos valores no decaen a menos del 50%. La segunda derivada muestran la máxima curvatura de los datos, estimando así la temperatura de Curie, que muestran dos valores, indicándonos unas, dos fases magnéticas o una mezcla de fases magnéticas. Los IBS muestran curvas típicas de titanomagnetita con medio-alto contenido de Ti y temperatura Curie entre  $580-590^\circ$  más una fase de hematita o titano-hematita con temperatura de  $639^\circ-679^\circ$ . También se observa una contribución ligera de posible maghemita ( $T_c$  aproximada entre  $250-320^\circ\text{C}$ ). La curva de enfriamiento es irreversible y la susceptibilidad es mucho más baja que la curva de calentamiento, sugiriendo la transformación a nuevos minerales de menor susceptibilidad producida por la oxidación de la maghemita (Fig. 24a, b).

Los intrusivos IAS presentan curvas con un patrón más estable, indicándonos una mineralogía más homogénea. Presentan un punto de Curie cercano a los  $580^\circ\text{C}$ , y una transición de Verwey (Verwey, 1939; Walz, 2002) a los  $\sim -150^\circ\text{C}$  en la curva de baja temperatura, características de magnetita (Neel, 1955; Hunt *et al.*, 1995, Moskowitz *et al.*, 1998), mientras que las curvas de enfriamiento se muestran casi reversibles, indicando fases estables sin transformación de minerales (Fig. 24c, d).



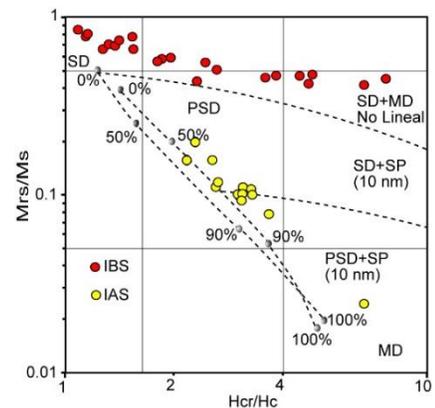
**Fig. 24** Diagrama  $k-T$  mostrando la temperatura de Curie de muestras representativas de los microgranitos. (a, b) Diagramas representativos de los IBS. (c, d) Diagramas representativos de los IAS. La temperatura de Curie se determinó calculando la segunda derivada de la curva.

Las curvas de IRM de los **IBS** no muestran saturación en campos magnéticos aplicados hasta los 1.0 T (Fig. 25a), aunque presenta ligeras inflexiones entre 0.2 y 0.4 T (esto sugiere la presencia de dos fases minerales, con hematita como predominante). Las curvas de histéresis muestran valores de coercitividad de 15 mT – 490 mT, sugiriendo maghemita (Lowrie, 1990), sin embargo la baja susceptibilidad y las temperaturas de Curie reflejan una mezcla de minerales de magnetita o titanomagnetita (Lowrie, 1990) y componentes magnéticas de alta coercitividad como hematita de grano fino (Fig. 25b). Las curvas de IRM de los **IAS** alcanzas la saturación desde las 0.3 T (Fig. 25c). Estos, junto con los valores bajos de coercitividad (2 mT – 19 mT), la alta susceptibilidad y la temperatura de Curie  $\sim 580^{\circ}C$ , reflejan la presencia de magnetita o titanomagnetita con bajo Ti como los minerales portadores de la remanencia dominantes.



**Fig. 25** Diagramas representativos de curvas de IRM y ciclos de histéresis para los microgranitos. (a, b) IRM y curva de histéresis de los IBS. (c, d) IRM y curva de histéresis de los IAS.

Los parámetros como magnetización de saturación ( $M_s$ ), magnetización de remanencia ( $M_{rs}$ ) y coercitividad ( $H_c$ ), fueron obtenidos de los ciclos de histéresis después de sustraer la contribución paramagnética (los datos correspondientes se pueden ver en la **Tabla 4** de los **Anexos 4:4.5**). Posterior a esto, se graficaron las relaciones de los parámetros de histéresis en un diagrama Day para determinar los estados de dominio de los minerales magnéticos portadores de la magnetización en las muestras (*Day et al., 1977*). Los resultados muestran dos tendencias claras para los dos grupos de microgranitos. Los **IBS** se encuentran en la región SD o SD+SP, sugiriendo tamaños muy finos de hasta  $0.03 \mu\text{m}$ , lo cual es típico en hematitas o magnetitas superparamagnéticas (Dunlop, 1997); mientras que los **IAS** están localizadas en el área PSD (*pseudo-single-domain*), sugiriendo una mezcla de

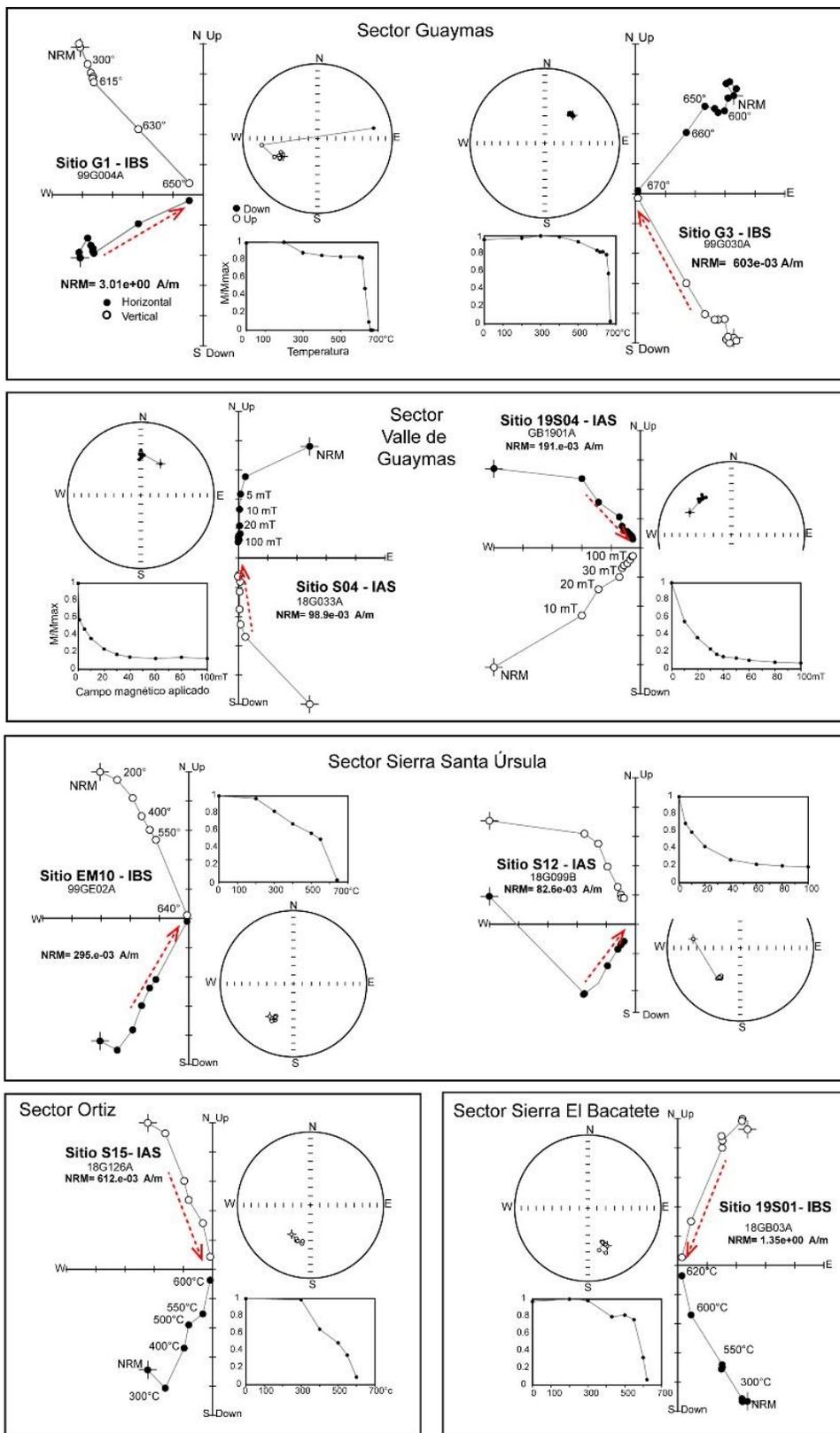


**Fig. 26** Diagrama Day para los microgranitos estudiados. SD, dominio sencillo (*single domain*), PSD, dominio pseudosencillo (*pseudo single domain*); MD, multidominio (*multidomain*).

tamaños de partículas de dominio SD y MD, partículas finas y gruesas (1-15 $\mu$ m; Day *et al.*, 1977; Tauxe *et al.*, 2002), respectivamente (Fig. 26).

### 3.5.3 Análisis paleomagnético

La dirección media de cada sitio está bien definida para el 92% de los sitios. Los parámetros de dispersión de la distribución de Fisher considerados valores aceptables son de  $k > 30$  y  $\alpha_{95} < 16^\circ$  (Tabla 3; Van der Voo, 1990). Para los sitios restantes, no fue posible determinar su dirección media debido a la dispersión alta. La ChRM en los **IBS**, se logró determinar mediante desmagnetización por temperatura. En algunos casos, se eliminó una ligera componente viscosa secundaria en temperaturas bajas (0-200°C). La alta temperatura de desmagnetización  $> 600^\circ\text{C}$  indica minerales de alta coercitividad como hematita (Fig. 27). En los **IAS** se logró determinar la ChRM aplicando campos alternos en pasos progresivos hasta 100 mT. Componentes secundarias de baja coercitividad se lograron eliminar en los primeros pasos (5-10 mT), mostrando una tendencia estable y bien definida entre los ~10 y 100 mT (Fig. 27). En ciertos sitios, no se pudo determinar un vector característico debido a la presencia de minerales de muy alta coercitividad, que no se desmagnetizaron a los 680°C.



**Fig. 27** Diagramas ortogonales en coordenadas geográficas (sin corrección tectónica) que muestran el comportamiento de la desmagnetización de los sitios paleomagnéticos del área de estudio.

**Tabla 3** Resultados paleomagnéticos, rotaciones y el aplanamiento o reducción de la inclinación paleomagnética observada en el bloque rocoso estudiado (F, *flattening*) producido por el movimiento latitudinal del bloque hacia el polo paleomagnético). Los resultados se muestran para los sitios correspondientes a los microgranitos estudiados en la región costera de Sonora. Lat, long, coordenadas del sitio; N/n es el número total de especímenes y el número de especímenes usados para el análisis; Dec e Inc son la declinación y la inclinación magnética de la dirección característica media calculada para cada sitio en grados (°); k es el parámetro de dispersión y  $\alpha_{95}$  es el límite de confianza del 95%; R y F representan la rotación y el aplanamiento de la inclinación y su correspondiente límite de confianza de 95%  $\Delta R$  y  $\Delta F$ , respectivamente; n e i representan la polaridad normal e inversa determinada a partir de la paleo-latitud.; n. d. son los sitios donde no se pudo determinar la dirección media y/o la rotación debido a la alta dispersión entre los especímenes del sitio analizado; paleolatitud y paleolongitud del VGP; SSU, Sierra Santa Úrsula; SB, Sierra El Bacatete; VG, Valle de Guaymas; IBS, Intrusivos de Baja Susceptibilidad; IAS, Intrusivos de Alta Susceptibilidad. La clave indica el nombre utilizado para otros estudios.

Sitio	Clave	Localidad	Lat (N°)	Long (O°)	N/n	Dec	Inc	k	$\alpha_{95}$	Rotación		Flattening		VGP		Paleolat	Polaridad	
										R	$\Delta R$	F	$\Delta F$	Lat (°)	Long (O°)			
<b>IBS</b>																		
G1	GUAY17-88	Guaymas	27.928	-110.906	10/9	242.8	-40.8	238	3.3	67	± 4	6	± 3	-33.8	148.5	-22.7	i	
G2	GUAY17-87	Guaymas	27.922	-110.913	7/3	190.1	-53.3	202	8.9	14	± 12	-6	± 7	-79.5	122.2	-33.9	i	
G3	-	Guaymas	27.921	-110.915	12/11	40.6	45.2	210	3.2	45	± 4	2	± 3	54.1	-28.7	26.7	n	
G4	GUAY16-06	Guaymas	27.919	-110.920	8/3	33.1	67.0	217	8.4	37	± 17	-20	± 7	56.7	-70.9	49.7	n	
G5	GUAY16-01	Guaymas	27.919	-110.917	9/6	218.2	-44.8	102	6.7	42	± 8	2	± 6	-56.1	152.6	-26.4	i	
G6	GUAY17-80	Guaymas	27.918	-110.919	9/5	203.7	-31.8	52	10.8	28	± 10	15	± 9	-65.7	-180.0	-17.3	i	
G7	GUAY17-81	Guaymas	27.915	-110.922	9/3	219.0	-15.5	145	10.3	44	± 9	31	± 8	-47.8	-180.3	-7.9	i	
G8	GUAY16-04	Guaymas	27.918	-110.917	10/9	199.4	-52.6	273	3.1	24	± 4	-6	± 3	-72.5	136.8	-33.2	i	
G9	GRFG16-01	Guaymas	27.92	-110.925	10/3	203.4	-41.7	20	28.5	28	± 31	5	± 23	-68.6	-195.8	-24	i	
EM10*	GUAY18-01	Empalme	27.978	-110.796	10/8	202.5	-45.7	219	3.8	27	± 5	1	± 3	-70.1	156.5	-27.1	i	
EM11	GUAY16-46	Empalme	27.994	-110.804	10/6	200.4	-47.1	784	2.4	16	± 3	-6	± 4	-72.1	153.3	-28.3	i	
EV4**	CEV15-08	Guaymas	27.926	-110.918	8/7	38.2	52.8	275	3.6	42	± 5	-5	± 3	56.9	-40.0	33.4	n	
EV9	-	Guaymas	27.941	-110.865	10/6	88.0	24.9	42	10.5	92	± 9	21	± 9	7.8	-31.6	13.1	n	
EV10	-	Guaymas	27.937	-110.856	10/6	93.7	54.8	153	5.4	97	± 8	-8	± 5	13.0	-54.3	35.4	n	
S02	GUAY17-66	Guaymas	27.918	-110.928	8/5	216.0	-55.6	219	5.2	40	± 8	-9	± 5	-58.6	134.7	-36.1	i	
S05	GUAY18-12	SSU	28.003	-110.800	10/9	229.1	-57.8	228	3.4	53	± 5	-11	± 3	-48.1	131.7	-38.4	i	
S06	GUAY18-11	SSU	28.007	-110.799	10/4	206.3	-46.4	113	8.7	30	± 10	1	± 8	-66.8	153.8	-27.7	i	
S07	-	SSU	28.022	-110.786	9/7	214.6	-47.5	179	4.5	39	± 6	-1	± 4	-59.6	149.7	-28.6	i	
S08	GUAY18-13	SSU	28.043	-110.779	9/8	54.1	45.2	114	5.2	58	± 6	2	± 5	42.3	-32.6	26.7	n	
S09	GUAY18-15	SSU	28.066	-110.777	8/2	214.8	-6.7	100	25.2	39	± 20	40	± 20	-48.7	-170.4	-3.3	i	
19S02	GB18-02	SB	28.238	-110.480	9/7	167.3	-58.8	186	4.4	-8.5	± 7	-11	± 4	-74.6	30.0	-39.6	i	
19S01	GB18-01	SB	28.242	-110.483	7/6	167.4	-55.0	111	6.4	-8.4	± 9	-7	± 5	-77.1	17.2	-35.6	i	
<b>IAS</b>																		
S04***	GUAY18-30	VG	27.902	-110.652	9/6	10.4	44.8	313	3.8	14.6	± 5	2	± 3	80.6	-14.0	26.4	n	
19S04	GB19-01	VG	27.925	-110.593	9/5	312.6	32.2	95	7.9	-43	± 8	14	± 7	45.3	156.4	17.5	n	
S03	GUAY16-25	Guaymas	27.929	-110.937	8/2	322.1	49.3	48	37.0	-34	± 53	-2	± 29	59.9	-187.8	30.2	n	
S10	GUAY18-31	SSU	28.157	-110.760	10/8	183.9	-44.5	129	4.9	8	± 5	2	± 4	-86.0	-172.2	-26.2	i	
S11	GUAY18-33	Ortiz	28.213	-110.776	7/3	359.3	41.2	107	12.0	-3	± 13	5	± 10	85.4	77.4	23.6	n	
S12	GUAY18-37	SSU	28.106	-110.766	8/4	203.9	-54.8	52	12.8	28	± 18	-7	± 10	-68.6	133.9	-35.3	i	
S14	EO18-01	Ortiz	28.275	-110.713	8/6	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
S15	EMP18-10	Ortiz	28.236	-110.746	6/5	200.8	-40.7	241	4.9	24	± 5	6	± 4	-70.6	-190.8	-23.3	i	
S16	GUAY8-20	Ortiz	28.268	-110.737	7/2	241.9	-20.6	80	28.2	66	± 24	26	± 23	-29.7	-197.1	-10.6	i	
S17	EMP15-15	Ortiz	28.301	-110.724	8/4	185.4	-67.7	21	20.4	10	± 53	-20	± 16	-67.2	78.2	-50.7	i	
S18	EMP18-18	Ortiz	28.321	-110.716	8/7	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
S19	EMP18-19	Ortiz	28.33	-110.715	10/3	353.6	52.5	471	5.7	-2	± 8	-6	± 5	82.7	-158.0	33.1	n	
S20****	EMP18-25	Ortiz	28.393	-110.751	10/5	174.0	-58.8	3	54.2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	-77.8	46.7	-39.5	i	

La rotación fue calculada con respecto al paleopolo de Norte América a los 10 Ma (Torsvik et al., 2012) usando el método de dirección-espacio (Butler, 2004).

La rotación y *flattening* total de la región de estudio corresponden a:  $R=28 \pm 11$ ,  $F=-2 \pm 7$

\*11.59 ± 0.51 Ma

\*\*11.29 ± 0.30 Ma

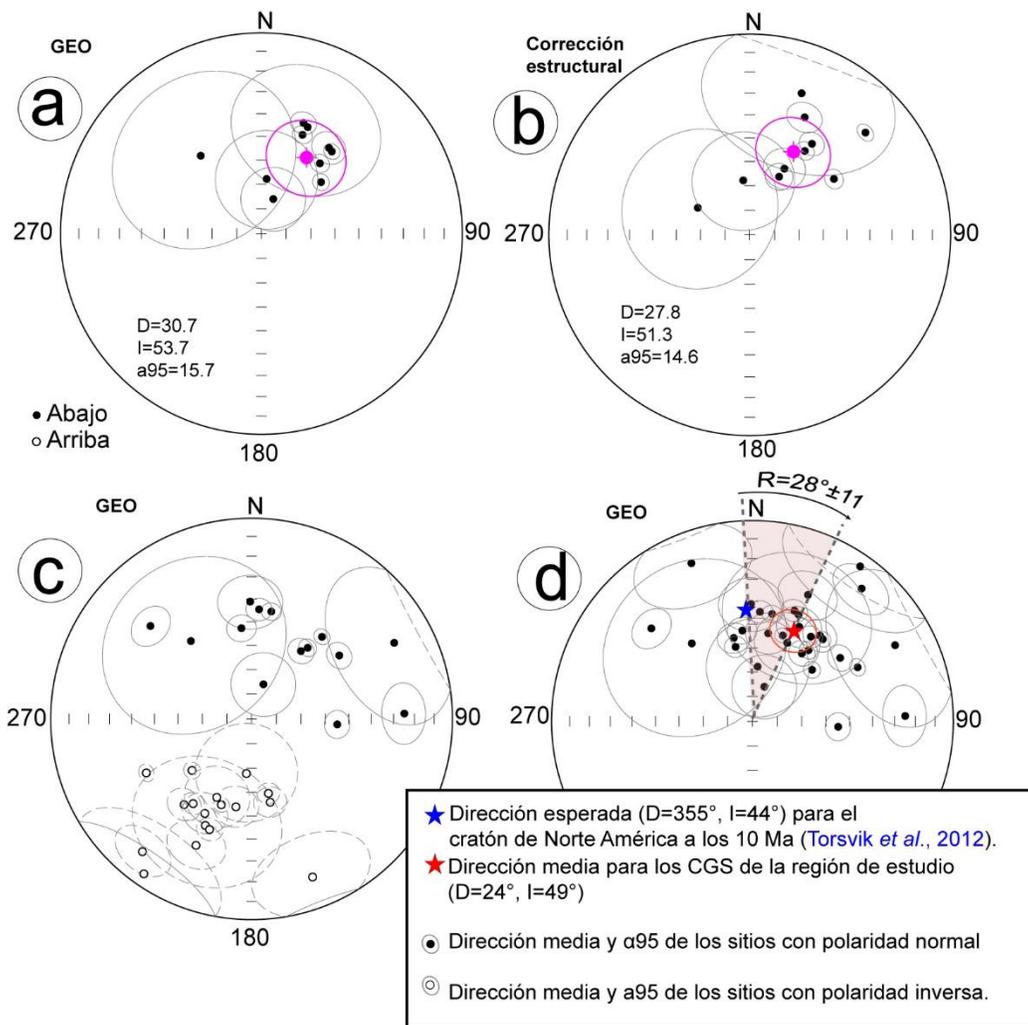
\*\*\*11.85 ± 0.14 Ma

\*\*\*\* 11-12 Ma (Paz-Moreno, 1992)

El análisis de las direcciones de la ChRM, muestra 21 sitios con polaridad normal y 11 sitios con polaridad inversa (Fig. 28c). Después de hacer la corrección estructural (*field test*) en los sitios donde se tenía dato de foliación magmática o la actitud de las rocas volcánicas encajonantes (10 sitios), se determinó que no hay cambios significativos, con una variación de  $\sim 2^\circ$  tanto en la declinación como en la inclinación de la dirección media de estos sitios (Fig. 28a, b). Por otro lado, todos los sitios analizados cumplen con la prueba de

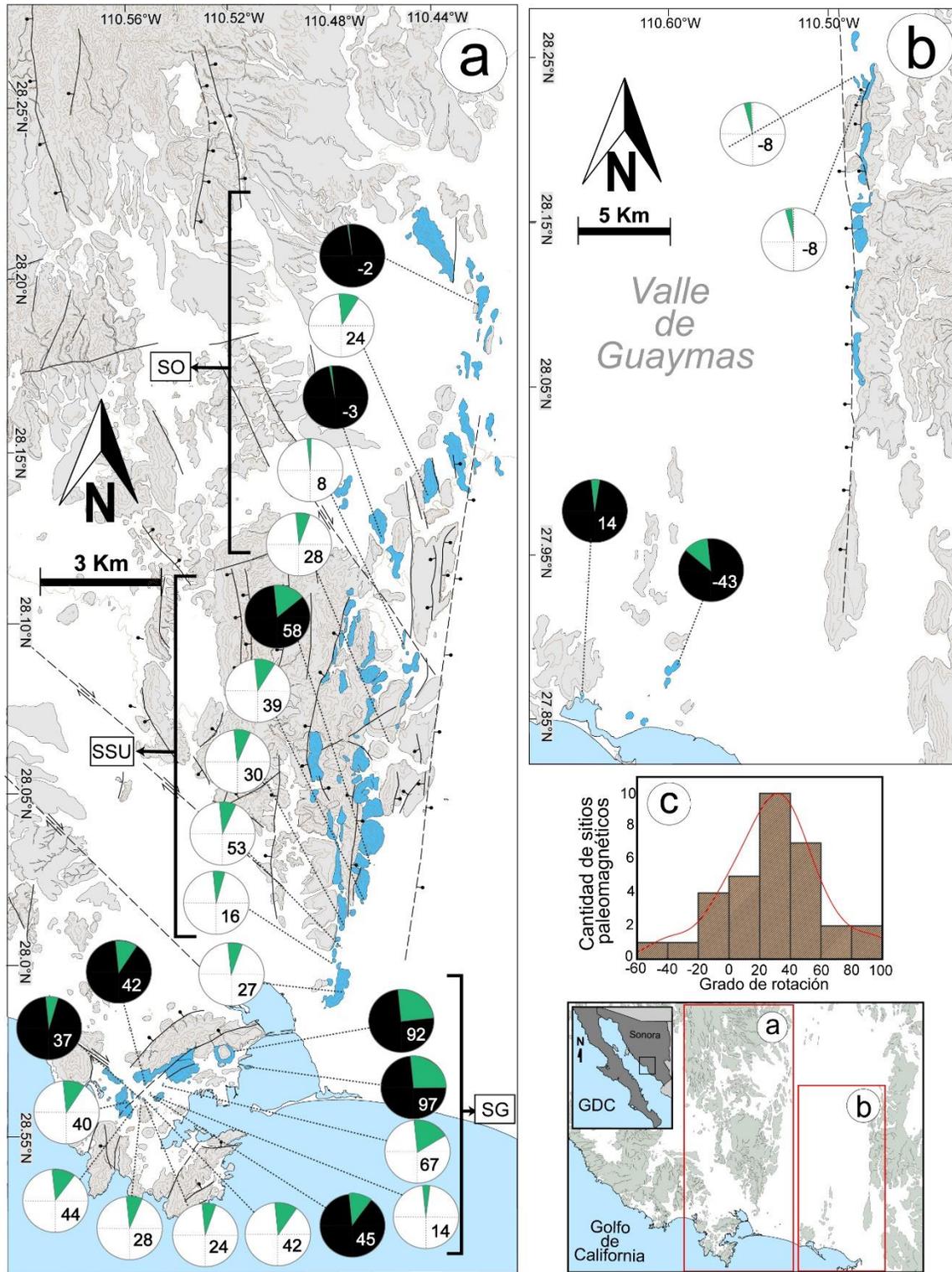
reversibilidad (*reversal test*, Fig. 28c, d), lo que sugiere que la ChRM es primaria y que no hay una remagnetización post-tectónica. Por otra parte, la corrección estructural sugiere que el basculamiento local no afecta la dirección media paleomagnética.

Los sitios de polaridad inversa más los sitios de polaridad normal (antipolares) tienen una dirección paleomagnética media de  $D=24.3^\circ$ ,  $I=49^\circ$ ,  $\alpha_{95}=9.0$ . La comparación de esta dirección con la dirección esperada ( $D=355^\circ$ ,  $I=47^\circ$ ,  $\alpha_{95}=1.8$ ) para el cratón de Norteamérica a los 10 Ma (Torsvik *et al.*, 2012), muestra que los datos son discordantes, y que hay una rotación del eje vertical en sentido horario de  $28^\circ \pm 11^\circ$  (Fig. 28d).



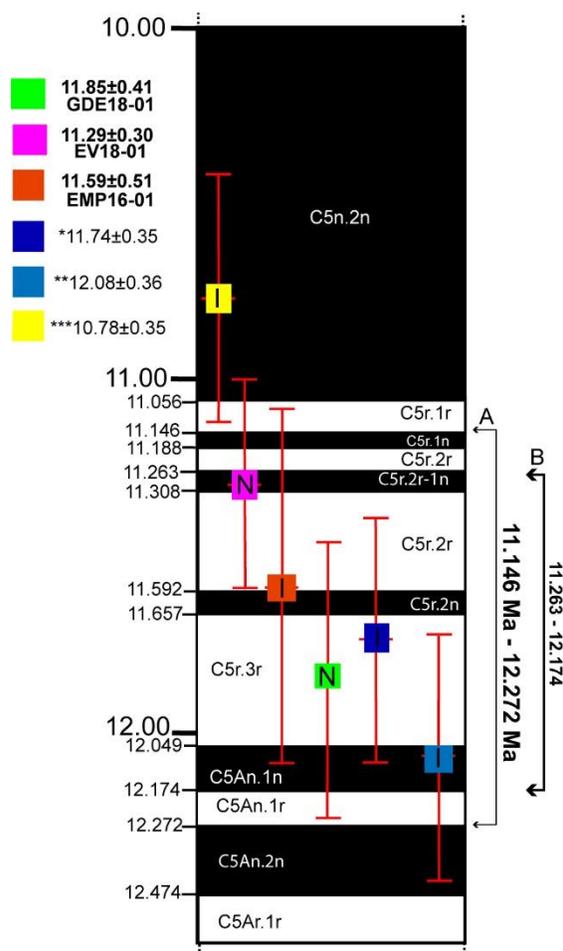
**Fig. 28** Proyección de igual área de las direcciones paleomagnéticas de los sitios estudiados (a, b) Proyección de los sitios que presentan ya sea foliación magmática o actitud de la roca encajonante para una corrección estructural. La (a) muestra los sitios sin corrección y (b) con corrección estructural (*field test*) y su dirección media (círculo rosa). (c, d) Proyección de igual área mostrando la prueba de reversibilidad para todos los sitios con la dirección media y la dirección esperada.

Basado en la amplia distribución de los sitios desde la localidad de Guaymas hasta Ortiz así como en los datos de AMS, se delimitaron tres sectores, de norte a sur: Sector Ortiz, Sector Santa Úrsula y Sector Guaymas (Fig. 28a). De esta manera, analizando cada sector y sitio individualmente, es posible determinar una rotación diferencial, que es mayor hacia el Sur (Fig. 29a). Los cuerpos más cercanos al límite de placas PAC-NAM, tiene rotaciones de hasta  $90^\circ$  (como en la región de Guaymas; Fig. 29a, c), mientras que en la región más al norte, las rotaciones disminuyen hasta ser antihorarias ( $-2^\circ$ ). Este patrón se observa en la Sierra El Bacatete, donde los sitios más alejados del límite de placas, muestran rotaciones antihorarias ( $-8^\circ$ ), y en el sur (Valle de Guaymas), la rotación llega a ser de  $14^\circ$ , sin embargo, un sitio presenta una discordancia con respecto a los valores encontrados, con una rotación antihoraria de  $-43^\circ$  para un microgranito en el centro del Valle de Guaymas. Aun así, las rotaciones predominantes para los CGS, son entre  $20^\circ$  y  $60^\circ$  en sentido horario (Fig. 29c)



**Fig. 29** Mapas y gráfica que muestran la distribución de los sitios analizados y las rotaciones calculadas en la región de Guaymas, Sonora, México. (a) Distribución de la rotación por sitio en Guaymas, Sierra Santa Úrsula y Ortíz. El grado de rotación se muestra en color verde, mientras que los círculos negros representan los sitios paleomagnéticos con polaridad normal y los círculos blancos representan una polaridad inversa. (b) Distribución de la rotación en la localidad de la Sierra El Bacatete y el Valle de Guaymas. (c) Histograma de frecuencias y suavizado de Kernel (línea roja).

### 3.5.4 Polaridad magnética



**Fig. 30** Escala de polaridad magnética (GPTS) para el Mioceno Superior propuesta por [Gradstein et al. \(2012\)](#) que muestra la relación de las edades reportadas en este trabajo con sus características de polaridad magnética. (A) Muestra el intervalo de la edad del evento intrusivo considerando los errores de las edades isotópicas y las polaridades magnéticas determinadas paleomagnéticamente y (B) la edad constreñida a partir del cálculo del área bajo la PDF (ver texto). \* Edad en roca total y \*\* edad en plagioclasa de [Paz-Moreno \(1992\)](#). \*\*\*Muestra de una roca volcánica en el Cerro El Vigía en el sector Guaymas de ([Velderrain-Rojas, 2016](#)). I: Polaridad inversa; N: Polaridad normal.

Los CGS datados por U-Pb, presentan una polaridad magnética característica, ya sea normal o inversa ([Tabla 3](#)), lo que permitió comparar y constreñir las edades radiométricas con la GPTS (*Geomagnetic Polarity Time Scale*, [Fig. 30](#); [Gradstein et al., 2012](#)), y correlacionarlas a un evento tectónico (ver Capítulo Discusión).

A) La muestra **EV18-01** de polaridad normal, ubicada en el Cerro El Vigía (localidad de Guaymas; [Fig. 4](#)), puede ser acotada entre **11.146 Ma y 11.308 Ma**, dentro de los subchrones C5r.1n y C5r.2r-1n, considerando que el subchron normal posterior C5n.2n es ocupado por una unidad lávica de polaridad normal, que sobreyace al microgranito ([Velderrain-Rojas, 2016](#)), B) El rango de edad radiométrica de la muestra

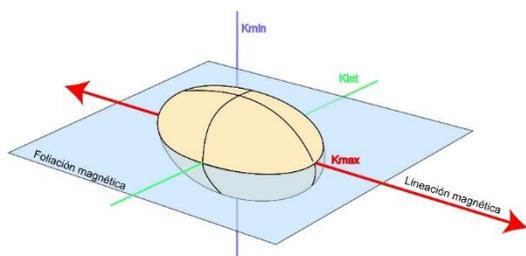
**EMP16-01** de polaridad inversa está entre **11.08 Ma y 12.1 Ma**, considerando su rango de error, y en la GPTS puede incluir hasta 4 subchrones, C) La muestra del Valle de Guaymas (**GDE18-01**), presenta polaridad normal con una edad radiométrica entre 11.41 y 12.26 Ma. Con la GPTS es posible

acotarla al rango de edad entre **11.592 y 12.174**, en los subchrones C5r.2n y C5An.1n, D) Por último, la muestra en el Norte, en la Sierra El Pozo, presenta polaridad inversa que bajo las dos edades reportadas, permiten definir que la edad radiométrica en roca total entre 11.39 y 12.09, está acotada entre **11.39 Ma y 12.071 Ma**, mientras que la edad en plagioclasa es acotada entre **11.72 Ma y 12.272 Ma**. Por otra parte, utilizando la función de densidad de

probabilidad (PDF, *Probability Density Function*, por sus siglas en inglés) de las edades de los CGS, se puede determinar la probabilidad de que una edad este dentro de un intervalo particular, a partir del cálculo del área bajo la curva de la PDF (Fig. 15 y Tabla 5 en Anexos 4:4.5 y 4.6). En base a esto, se pudo constreñir la edad de los CGS entre 11.263 y 12.174 (Fig. 30)

### 3.5.5 Análisis de la Anisotropía de Susceptibilidad Magnética

La fábrica petrológica consiste en la forma, arreglo y orientación espacial de granos minerales (minerales paramagnéticos, diamagnéticos y ferromagnéticos). En el presente estudio se utilizó la anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS, por sus siglas en inglés) para identificar la fábrica interna de los CGS. En rocas plutónicas, la fábrica puede resultar de los procesos magmáticos internos o inclusive de la tectónica regional (Vernon, 2004).



**Fig. 31** Fábrica magnética a partir de la Anisotropía de Susceptibilidad Magnética

La AMS se define como un tensor de segundo orden, con tres vectores ortogonales  $K_1 \geq K_2 \geq K_3$ , el cual puede verse geoméricamente como un elipsoide de susceptibilidad (Fig. 31; Jelinek, 1981; Tarling, 1983; Nédelec y Bouchez, 2015). Entonces un tensor es una interpretación gráfica de un fenómeno físico, en este caso, la

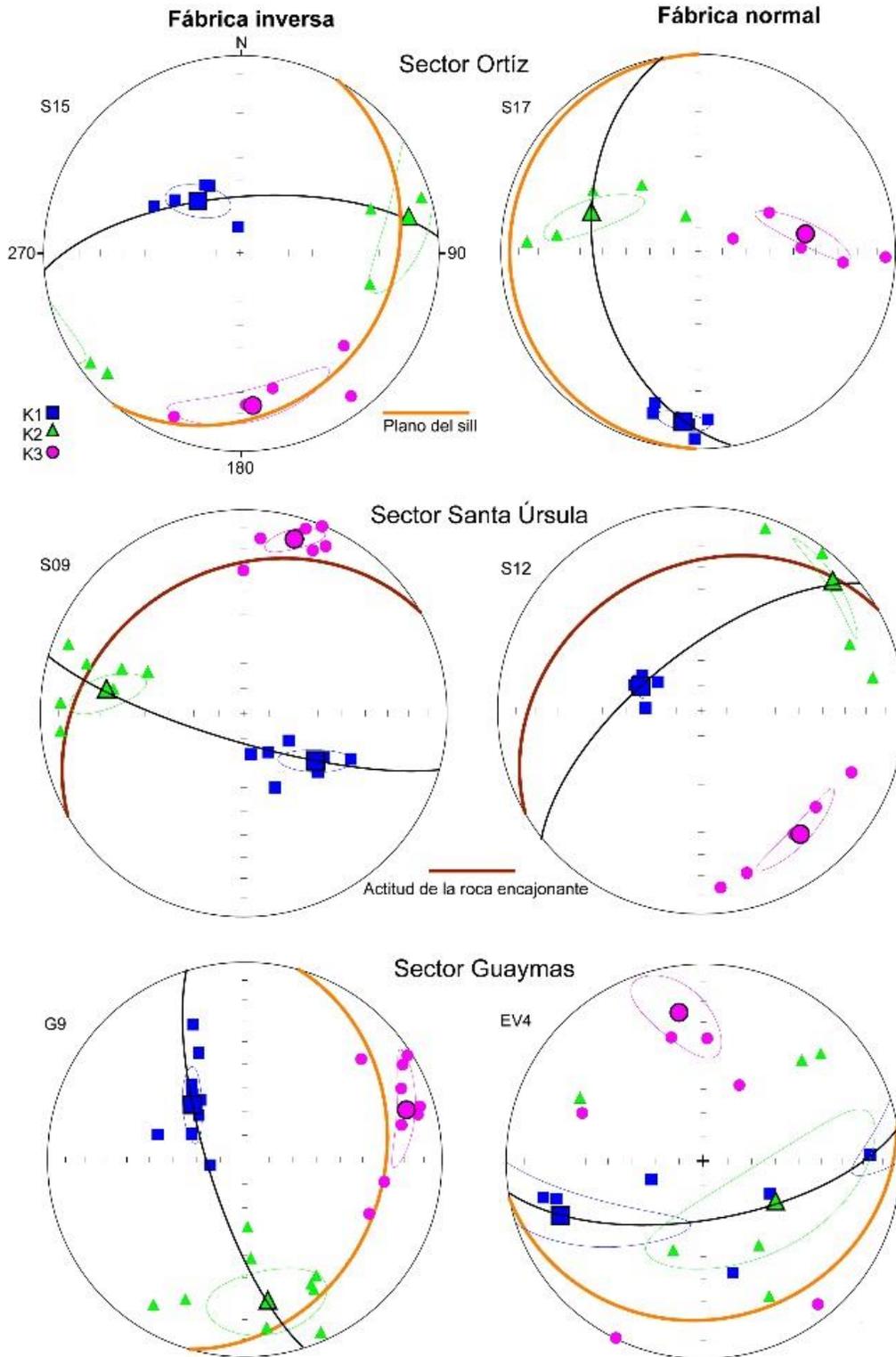
susceptibilidad magnética. En este tensor,  $K_1$  ( $K_{max}$ ) es la lineación magnética y  $K_3$  ( $K_{min}$ ) es el polo del plano de la foliación magnética ( $K_1$ - $K_2$ ; Fig. 31). Los parámetros escalares que describen los elipsoides de la AMS y se obtienen a partir de las mediciones de la misma, son: la susceptibilidad total  $K_m$  (*bulk susceptibility*), que es el promedio de la susceptibilidad de las muestras; el grado de anisotropía corregido (*corrected degree of anisotropy*,  $P_j$ ) representa la magnitud de anisotropía; y el parámetro de forma (*shape parameter*  $T$ ), usado para describir la forma del elipsoide de la AMS ( $0 < T \leq 1$  para formas oblatas (disco),  $-1 \leq T < 0$  para formas proladas (barra) y  $T=0$  corresponde a elipsoides planos o neutrales). La Tabla 4 muestra los resultados de las muestras analizadas.

La AMS de las rocas estudiadas, puede ser utilizada para obtener información sobre el arreglo de estos minerales en el espacio, de acuerdo con la cinemática de emplazamiento de los intrusivos. Sin embargo, es importante identificar el tipo y tamaño de los minerales

que contribuyen al valor medido de la susceptibilidad magnética y que reflejan un arreglo espacial.

La AMS de las partículas MD es una simple imagen de la forma de los granos donde la susceptibilidad máxima y mínima ( $K_1$  y  $K_3$ , respectivamente) es paralela al eje largo y al eje corto (respectivamente) del elipsoide de la AMS (Fig. 30), lo que indica que presenta una “fábrica magnética normal” (Rochette *et al.*, 1992; Hrouda *et al.*, 2020). Sin embargo, cuando la AMS es de partículas SD (o algunos minerales paramagnéticos), puede ocurrir una fábrica inversa (Rochette *et al.*, 1992; Hrouda *et al.*, 2020). La fábrica inversa es cuando la susceptibilidad mínima ( $K_3$ ) es paralela al eje más largo, y la susceptibilidad máxima ( $K_1$ ) es paralela al eje más corto. De esta manera, la presencia de granos SP identificados en los CGS a partir de las propiedades magnéticas sugiere la presencia de una fábrica inversa (Fig. 26).

La relación entre la petrofábrica esperada, ya sea por la foliación magmática o por la actitud de las rocas volcánicas encajonantes y la fábrica magnética observada, permitió identificar que en los sitios del sector Ortíz la AMS es principalmente coaxial a la fábrica magmática, y solamente un sitio muestra una fábrica inversa (S15; Fig. 32). Los sitios de la SSU muestran una fábrica inversa y solo un sitio (S12) presenta una fábrica normal (Fig. 32). Finalmente, en el sector Guaymas, el 75% de los sitios presentan una fábrica normal, mientras que el resto de los sitios presentan fábrica inversa (Fig. 32). Algunos sitios muestran una foliación magnética coaxial a la actitud de las rocas volcánicas encajonantes (e.g. S12; Fig. 32).



**Fig. 32.** Proyecciones de igual área mostrando las direcciones principales de la AMS.

**Tabla 4** Resultados de AMS de los CGS estudiados.

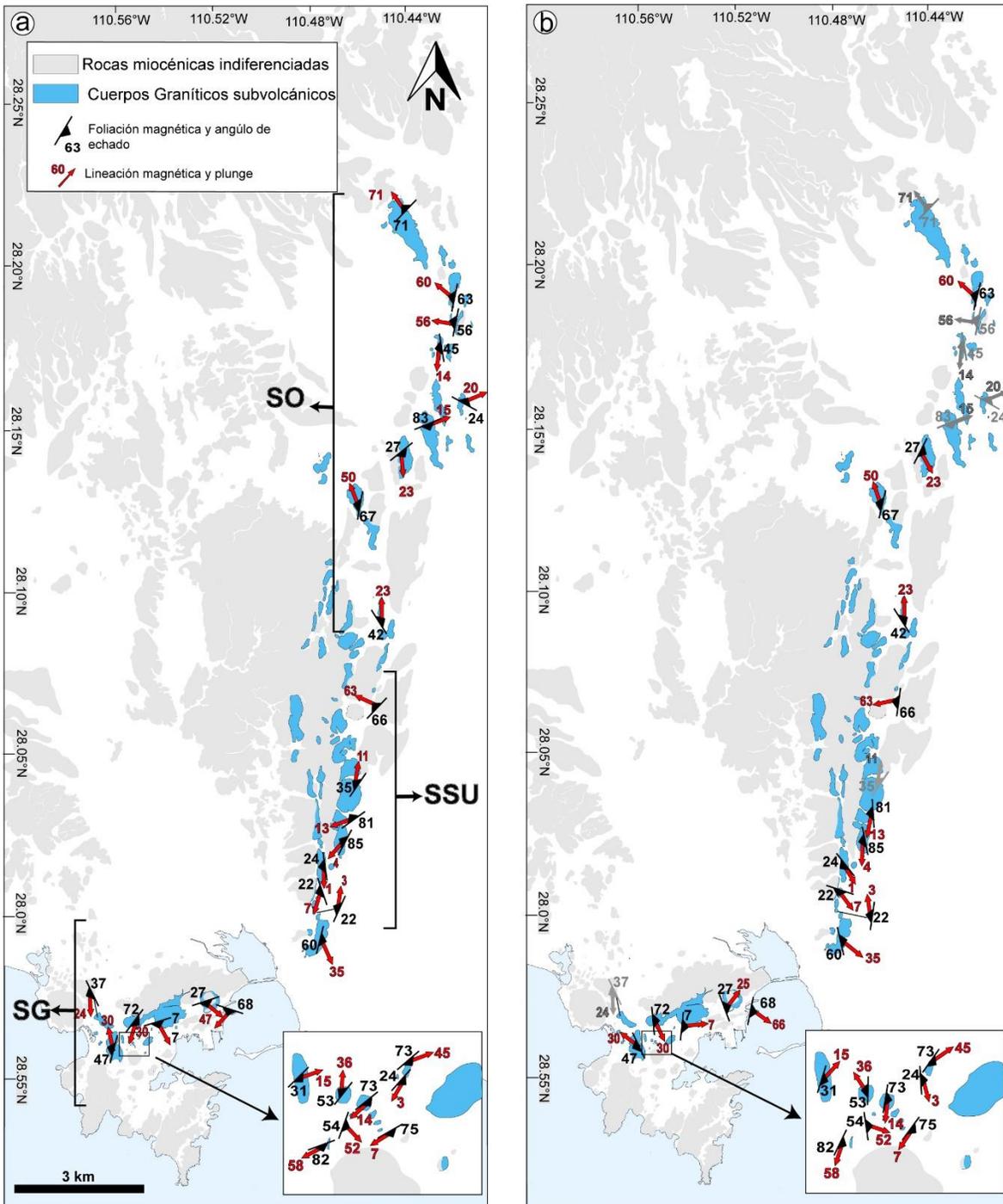
Site	Num	Km ( $\mu$ SI)	Pj	T	Datos no corregidos ( <i>in situ</i> )								Datos corregidos por la rotación calculada			
					K1				K3				K1		K3	
					Dec	Inc	$\alpha_{95}$	max $\alpha_{95}$ min	Dec	Inc	$\alpha_{95}$	max $\alpha_{95}$ min	Dec	Inc	Dec	Inc
<b>IBS</b>																
G1	5	1.94E-04	1.014	0.314	257	53	14	6	153	10	12	6	190	53	87	10
G2	8	4.70E-04	1.009	-0.369	65	46	39	16	318	17	60	15	51	46	304	17
G3	7	9.54E-05	1.027	-0.101	214	3	20	9	312	66	19	9	169	3	267	66
G4	5	6.59E-05	1.023	-0.178	7	36	22	12	129	36	37	5	330	36	93	36
G5	5	6.91E-05	1.017	-0.065	229	15	12	7	323	17	20	4	186	15	281	17
G6	5	1.00E-04	1.010	0.104	33	22	31	4	145	44	11	9	5	22	118	44
G7	5	6.70E-05	1.008	-0.192	43	38	14	5	212	52	24	6	351	38	169	52
G8	5	6.15E-05	1.011	-0.118	254	8	20	7	346	15	15	7	231	8	322	15
G9	9	8.61E-05	1.013	-0.316	316	58	16	4	73	15	21	4	289	58	45	15
EM10	20	5.29E-04	1.028	0.285	164	36	23	11	278	29	13	10	138	36	251	29
EM11	19	1.31E-04	1.014	0.164	105	67	25	6	7	3	16	6	89	67	351	3
EV4	5	5.85E-05	1.016	-0.157	248	30	36	6	349	18	35	6	206	30	307	18
EV9	5	7.59E-04	1.012	-0.182	23	47	24	7	134	18	22	17	291	47	41	9
EV10	10	4.56E-04	1.020	-0.418	214	66	21	9	11	22	23	10	117	66	274	22
S02	5	1.54E-03	1.025	-0.136	339	30	14	3	101	43	11	1	207	24	308	25
S05	17	1.80E-04	1.019	-0.108	84	67	16	10	193	8	20	9	31	67	140	8
S06	11	1.67E-04	1.010	0.115	83	66	23	7	174	1	14	7	52	66	144	1
S07	9	2.74E-04	1.021	0.020	119	5	20	8	210	5	18	9	81	5	171	5
S08	5	2.00E-04	1.007	0.021	163	8	14	10	255	14	16	10	105	8	197	14
S09	7	6.70E-04	1.019	-0.056	124	55	15	4	16	12	12	4	85	55	337	12
19S02	8	2.69E-04	1.014	0.009	183	60	53	20	299	14	68	15	191	60	307	14
19S01	5	1.34E-03	1.022	0.340	350	48	27	15	197	40	39	25	359	48	206	40
<b>IAS</b>																
s04	15	4.67E-03	1.01	-0.44	290	45	7	4	192	7	18	5	275	45	178	7
19S04	5	7.44E-03	1.01	0.43	278	8	23	5	179	45	15	5	321	8	222	45
S03	5	1.23E-02	1.02	-0.05	184	24	22	3	59	52	21	7	218	24	93	52
S10	14	2.13E-03	1.01	0.049	240	47	17	9	6	29	11	10	232	47	358	29
S11	5	5.99E-03	1.01	-0.08	339	50	12	8	100	23	14	9	343	50	103	23
S12	5	3.76E-03	1.01	-0.31	292	64	5	2	141	23	19	4	264	64	113	23
S14	5	8.21E-03	1.01	0.196	64	21	28	11	209	66	13	10	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
S15	5	5.01E-03	1.01	-0.37	326	65	13	9	130	24	16	9	288	65	92	24
S16	5	8.97E-03	1.01	0.576	69	15	57	11	337	6	17	11	3	15	271	6
S17	5	6.41E-03	1.01	-0.65	185	15	9	4	81	44	23	5	176	15	71	44
S18	7	4.98E-03	1.02	-0.46	279	56	20	9	101	34	10	8	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
S19	7	5.58E-03	1.03	-0.56	310	60	11	6	101	27	13	11	313	60	104	27
S20	6	2.00E-02	1.01	-0.14	349	71	19	10	150	18	19	7	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.

Num, es el número de especímenes utilizados del sitio muestreado. Km es la susceptibilidad magnética. Pj es el grado de anisotropía corregido. T corresponde al parámetro de forma.  $\alpha_{95}$  es el límite de confianza del 95%. K1 y K3 es la dirección (declinación, inclinación) de la susceptibilidad máxima y mínima, y representan la lineación y la foliación magnética, respectivamente. n.d, sitios no determinados. Ubicación de los sitios en Tabla 3.

### 3.5.6 Análisis direccional de la fábrica magnética

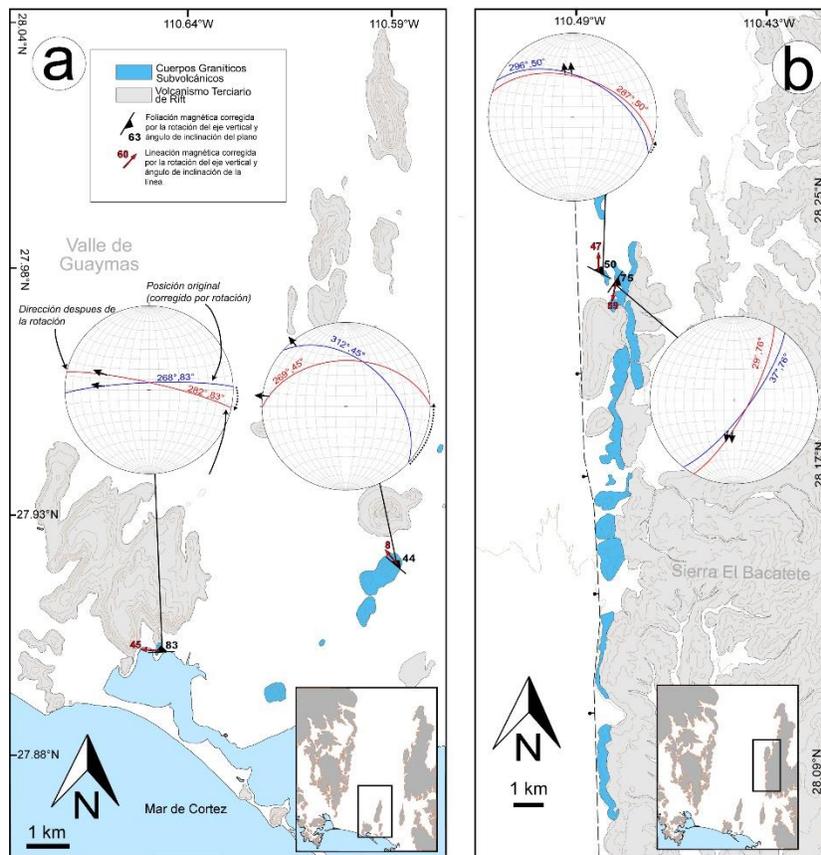
La ausencia de foliación magmática en la mayoría de los CGS, nos permite sugerir que la fábrica magnética representa la actitud *in-situ* de los cuerpos hipabisales. Así, nuestros datos de lineación y foliación magnética corregidos de acuerdo con las rotaciones calculadas (Tabla 4), permiten determinar la orientación original de emplazamiento (Figs. 31 y 33) y comparar con la posición de las estructuras primarias en los afloramientos. Esto se utilizará, para indagar sobre el posible grado y estilo de deformación que sufrieron los sectores estudiados. Los datos de AMS sin corrección y de acuerdo a los sectores en que se dividió la región donde más sitios se muestrearon, el SG (Fig. 33a), muestra que los datos de foliación magnética en general tienen dirección NE-SW e inclinaciones que varían de 24° a 82°, tanto al NW como al SE. Los sitios más cercanos a la costa, sitio EM10, presentan direcciones con un rumbo casi N-S, lineación magnética con distintas direcciones pero principalmente NE-SW e inclinaciones subhorizontales (Fig. 33a). En el SSU, la foliación magnética es casi N-S en algunos sitios y NE-SW en los sitios que se ubican la parte central del sector (Fig. 33a). La foliación magnética presenta inclinaciones entre 22° y 85°, tanto al este como al oeste. La lineación magnética general es subhorizontal, con una dirección tanto al N como al S (Fig. 33a). La foliación magnética de los CGS en el SO presenta inclinaciones entre 24° y 83°, con rumbos que son casi N-S y direcciones NE-SW para los sitios distribuidos en la zona central del sector, y la lineación magnética muestra también inclinaciones subhorizontales a oblicuas (14°-71°)

Los datos de fábrica magnética ya corregidos (Fig. 33b), muestran que principalmente la foliación magnética en todos los sitios cambia sistemáticamente a una dirección casi N-S.



**Fig. 33** Mapas que muestran la fábrica magnética (foliación y lineación). (a) Mapa con la fábrica magnética in-situ. (b) Mapa con la fábrica magnética corregida por las rotaciones calculadas. Note que las correcciones solo implican un cambio en el rumbo de la fábrica magnética y no en la inclinación. Los símbolos grises indican datos donde no se corrigió debido a que no se pudo calcular la rotación.

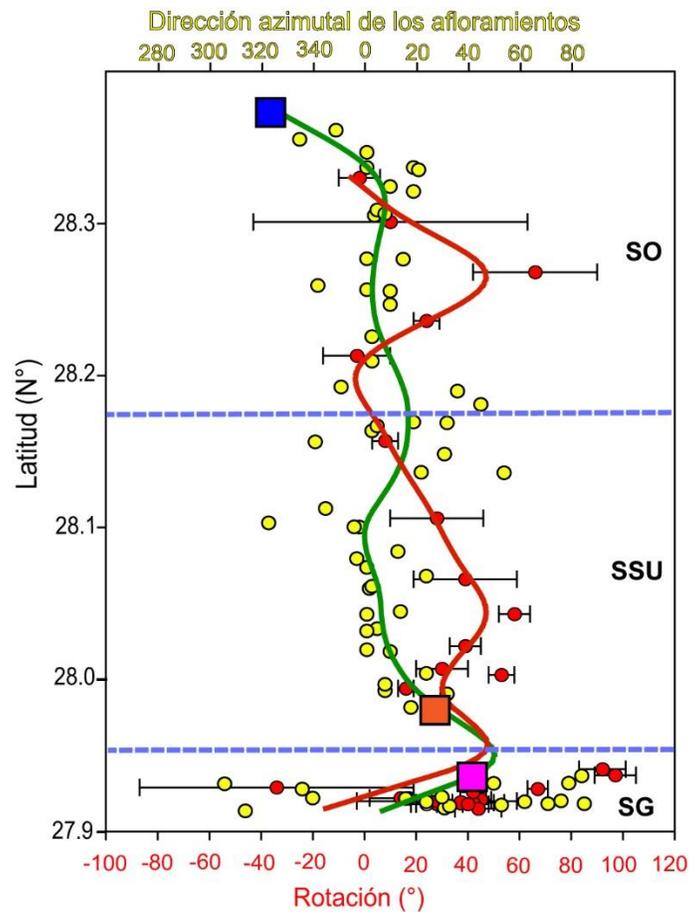
Los datos de fábrica magnética en el Valle de Guaymas muestran que la foliación magnética corregida por la rotación tienen una actitud que tiende a ser E-O, con inclinaciones de  $44^\circ$  y  $83^\circ$  al NW y al NE, mientras que la dirección de la lineación magnética es concordante al rumbo de la foliación, al igual que los datos de fábrica magnética en los sectores anteriormente explicados. La rotación antihoraria en el sitio 19S04 provoca que el rumbo de la foliación magnética cambie de  $312^\circ$  a  $269^\circ$ , mientras que el sitio S04 (ubicado más al sur en la región del Valle de Guaymas), presenta una rotación horaria, haciendo que la dirección de la foliación magnética *in situ* sea de  $282^\circ$  (Fig. 34a). En la Sierra El Bacatete, la foliación magnética en dos sitios muestra direcciones diferentes, con rumbo hacia el NW y el NE e inclinaciones de  $50$  y  $75^\circ$ ; y, una lineación magnética que no muestra exactamente una dirección paralela al rumbo de la foliación magnética, con inclinaciones de  $47^\circ$  y  $59^\circ$ , sin embargo, las bajas rotaciones ( $-8^\circ$ ) no ocasionan ningún cambio drástico en la dirección de la foliación ni de la lineación magnética (Fig. 34b).



**Fig. 34** Mapas que muestran la foliación y lineación magnética corregidas por rotación y estereogramas de igual área de la fábrica magnética, que muestra en línea azul la foliación y lineación magnética en la posición original (aplicando la corrección tectónica) y la línea roja muestra la foliación y lineación magnética después de la rotación tectónica. (a) Valle de Guaymas. (b) Sierra El Bacatete.

### 3.5.7 Estructuras primarias

La dirección de los afloramientos de los CGS en la región (tomada de acuerdo al eje más largo del afloramiento en el espacio), muestra la orientación de la estructura donde están distribuidos actualmente (Fig. 35). Estos datos muestran que en el sector Guaymas, los afloramientos presentan orientaciones casi E-O, donde además, se observan las mayores rotaciones calculadas, por otro lado, los CGS hacia el norte, presentan direcciones que generalmente tienden a ser N-S, con ligeras variaciones tanto al NW como al NE, además que, hacia el norte en el SO, las rotaciones presentan una menor magnitud, hasta llegar a ser antihoraria, al igual que la dirección de los últimos afloramientos (Fig. 35).



**Fig. 35.** Rotación de los sitios estudiados (círculos en rojo) y dirección preferencial (azimutal) de los afloramientos de los CGS (círculos amarillos) en función de la latitud. La línea verde representa la tendencia media de la dirección de los CGS, mientras que la línea roja representa la media de las rotaciones calculadas. Las líneas punteadas indican los límites de los sectores. SG: Sector Guaymas, SSU: Sector Sierra Santa Úrsula, SO: Sector Ortíz. Las barras horizontales representan el error al 95% de confianza ( $\alpha 95$ ). Los cuadros representan las muestras de los sitios datados (la explicación de los colores y sus respectivas edades se pueden ver en Fig. 30).

**CAPÍTULO IV.**  
**Implicaciones petro-tectónicas de los Cuerpos Graníticos**  
**Subvolcánicos**

---

## 4.1 Edad y geoquímica del magmatismo granítico subvolcánico: Petrogénesis y evento tectónico relacionado.

### 4.1.1 Granitos subvolcánicos Tipo A?

Comúnmente de acuerdo a la fuente magmática y el contexto tectónico, las rocas graníticas son divididas en cuatro distintos grupos; granitos tipo S, I, A y M. Los granitos Tipo I tienen  $A/CNK < 1.1$ , equivalentes a los granitos metaluminosos, incluso a ligeramente hiperaluminosos y se consideran formados por la fusión parcial de rocas ígneas y asociadas a contextos de subducción (Chappell y White, 1988; Clarke, 1992; Frost *et al.*, 2001; Nédelec y Bouchez, 2015). Los granitos Tipo S son equivalentes a granitos hiperaluminosos, tienen  $A/CNK > 1.1$ , indicando una fusión parcial de rocas metasedimentarias (Clarke, 1992; Nédelec y Bouchez, 2015). Los Tipo M tienen  $A/CNK < 1.0$ , relacionado a una fuente mantélica, que indirectamente a través de la fusión parcial de una corteza oceánica subducida, o directamente de una cristalización fraccionada de basaltos, son asociados a los arcos de islas. Por último, los granitos Tipo A presentan  $A/CNK > 1.0$ , pueden ser hiperaluminosos, metaluminosos e inclusive hiperalcalinos, presentan bajo contenido en CaO, una alta relación de Fe/Mg, altos valores en Ta, Nb, Zr y REEs, de características mineralógicas anhidras (Frost *et al.*, 2001) y son principalmente asociados a contextos tectónicos anorogénicos (e.g. zonas de *rift* y/o extensión continental; Clarke, 1992; Frost *et al.*, 2001).

Nosotros proponemos que los CGS aquí estudiados corresponden a granitos Tipo A, más que a granitos Tipo S o I, basados en las observaciones mineralógicas, el contexto tectónico regional y los resultados geoquímicos.

La geoquímica muestra que los CGS son principalmente metaluminosos  $A/CNK < 1.1$  (Fig. 18c), con la frecuente presencia de clinopiroxeno de tipo augita (Fig. 16). En algunas muestras, el índice de aluminosidad (IA), la presencia de silimanita como un mineral accesorio en una muestra y la aparición de corindón normativo, denota un carácter hiperaluminoso (Figs. 16 y 18). Sin embargo, no se observaron, minerales como corindón, muscovita y/o granate, que son comunes en granitos fuertemente hiperaluminosos (Yuejun-Wang *et al.*, 2013). Cabe mencionar que solo una muestra presenta un índice de hiperalcalinidad ( $Na_2O + K_2O / Al_2O_3$  molar) mayor a la unidad (Fig. 18c), que se ve reflejada por la aparición de acmita en la Norma CIPW (ver Tabla 1 en Anexos 2). Ha sido interpretado que granitos metaluminosos pueden llegar a ser hiperaluminosos, debido a una pérdida de

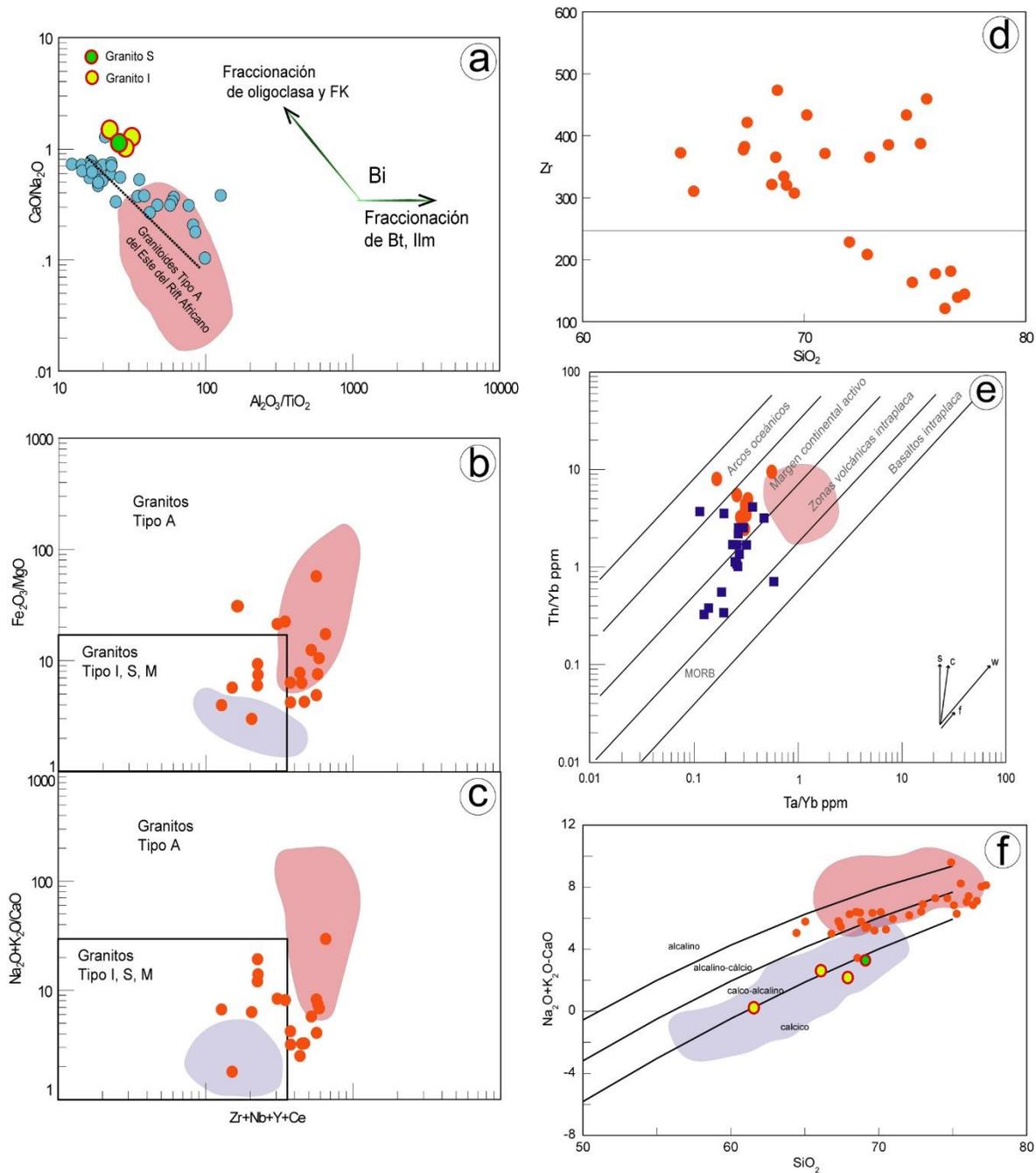
álcalis relacionada a alteración o a la formación de fenocristales (Best, 2003). Esta relación puede verse en los diagramas de variación Harker, que muestran una cristalización fraccionada de feldespatos sódicos y/o plagioclasas en las últimas etapas de enfriamiento de los CGS (Figs. 21 y 36a).

El carácter metaluminoso es característico de granitos Tipo I o granitos tipo A (Chappell y Stephens, 1988; Frost *et al.*, 2001; Martin, 2006; Whalen y Hildebrand, 2019), sin embargo, la petrografía muestra que los CGS no presentan minerales hidratados como anfíbol o biotita, lo cual es inconsistente para considerar a los CGS como granitos Tipo I. El diagrama Al/Ti vs. Ca/Na muestra que, de continuar la diferenciación magmática en este tipo de magmas, tenderían exclusivamente hacia los granitos Tipo A (Fig. 36a). Otras evidencias geoquímicas, se presentan en los diagramas discriminatorios propuestos por Whalen *et al.* (1987), en donde la mayoría de los CGS reportados en la literatura, se ubican en el campo de los granitos tipo A, aunque la variación en el contenido de Zr + Nb + Ce + Y provoca que algunas muestras tienen al campo de los Granitos Tipo I, S o M (Fig. 36b, c). Esta variación puede deberse a los valores en Zr. Los granitos Tipo A, suelen presentar valores >250 ppm en Zr (Whalen *et al.*, 1987), mientras que aquellos que presentan valores <250 ppm, pueden relacionarse a una intensa cristalización fraccionada bajo minerales accesorios, provocando el bajo contenido de elementos traza en minerales individuales (Whalen *et al.*, 1983; Fig. 36d). Estas muestras indicarían las últimas etapas en la diferenciación de los CGS por cristalización fraccionada.

El diagrama de discriminación tectónica (Fig. 12a), muestra que la mayoría de los CGS se encuentra en los granitos WPG y solo algunas muestras varía a granitos VAG. Pearce *et al.*, (1984) menciona que esta variación se debe a la acumulación de cristales como plagioclasas y ferromagnesianos. Por otra parte, un diagrama con los elementos traza incompatibles Th, Ta y Yb como discriminantes tectónicos, relaciona a los CGS a un contexto de subducción, sin embargo, la relación de los cocientes Th/Yb y Ta/Yb (Fig. 36e), muestra una tendencia positiva, que inicia desde los términos básicos del volcanismo toleítico de rift de la región costera de Sonora, y continúa hacia los CGS, variando principalmente en Th, más que en Ta, indicando un posible efecto de contaminación cortical (Pearce, 1983). De acuerdo al diagrama propuesto por Frost *et al.* (2001), los CGS son alcalino-cálcico variando a calcoalcalinos, mientras que los intrusivos Cretácicos de la costa Sonora muestran una

tendencia fuertemente calcoalcalina (Fig. 36f). Otro rasgo es el que los clasifica como de una serie alcalino-cálcica, a partir de su asociación de minerales normativos (Fig. 17a), la cual es típica de los granitos de Tipo A en contextos anorogénicos y con un adelgazamiento cortical (Frost *et al.*, 2001; Whalen y Frost, 2013). La proporción entre los contenidos de algunos de los elementos incompatibles inmóviles permite también ubicar a los CGS como granitos tipo A, como en un diagrama Y/Nb vs. Yb/Ta, donde los procesos de diferenciación no juegan un papel en la influencia de esos contenidos (Best, 2003).

Diversos trabajos muestran que no hay un tipo de granito como indicador para una única configuración geodinámica (Nédelec y Bouchez, 2015). Los resultados en este trabajo muestran que los CGS podrían corresponder a granitos Tipo I, de la serie calcoalcalina alta en potasio, sin embargo, este tipo de granitos están relacionados a contextos tectónicos de subducción y/o colisión continental (Chappell y Stephens, 1988; Frost *et al.*, 2001). Si consideramos la edad, el contexto tectónico regional, además de los altos valores en hierro, el carácter predominantemente metaluminoso, además de presentar una tendencia alcalino-cálcica y la asociación mineralógica anhídrica, podríamos proponer, más bien, que los CGS corresponden a granitos de Tipo A, relacionados a contextos de extensión o a contextos anorogénicos (Frost *et al.*, 2001), con algunas características geoquímicas calcoalcalinas.



**Fig. 36** (a) Diagrama de  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  vs.  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$  que muestra los CGS y muestras representativas de un conjunto de granitos Tipo A del rift del Este de África tomados de GEOROC ([georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/](http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/)). Se agregaron dos muestras representativas de granitos Tipo I y granitos Tipo S de Nédelec y Bouchez, (2015). (b-c) Diagramas de discriminación de granitos Tipo A propuestos por Whalen *et al.* (1987). (d) Diagrama Zr vs.  $\text{SiO}_2$  mostrando la diferenciación de los CGS (ver discusión arriba). (e) Diagrama de discriminación tectónica Th/Yb vs. Ta/Yb (Gorton y Schandl, 2000). Las tendencias son de Pearce (1983); s: Enriquecimiento por subducción, c: contaminación cortical, w: enriquecimiento intraplaca, f: cristalización fraccionada. Los cuadros azules representan muestras representativas del volcanismo máfico toleítico de la región costera de Sonora. (f)  $\text{SiO}_2$  vs. MALI (*modified alkali-lime index*,  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ ). Para otra simbología ver Fig. 17.

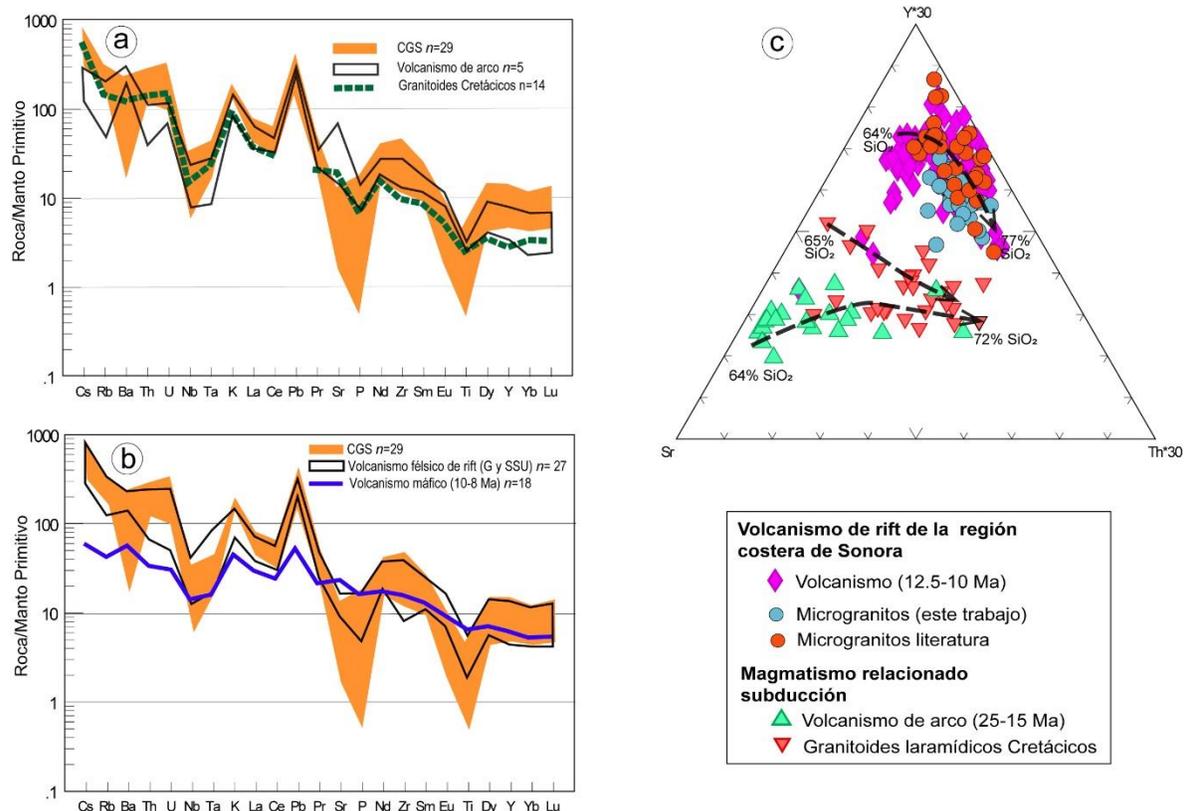
#### 4.1.2 Relación con el volcanismo de *rift*

El registro volcánico de la costa de Sonora, está marcado por un cambio en la firma de los magmas, de arco a *rift*, que se produjo ca. 14-12.5 Ma (Vidal-Solano *et al.*, 2007; Till *et al.*, 2009; Gómez-Valencia *et al.*, 2015) y la evolución tectónica asociada al Golfo de California (< 12 Ma; Stock y Hodges, 1989; Wilson, 2005; Fletcher, *et al.*, 2007; Darin *et al.*, 2016). Así, podemos definir dos eventos tectono-magmáticos principales; 1) Un primer evento tectono-magmático es asociado a la subducción de la placa Farallon debajo de la placa de Norte América desde el Cretácico, que es evidenciado en la región costera por los granitoides del basamento (Roldán-Quintana *et al.*, 2009) y por el volcanismo de arco máfico a intermedio del Oligoceno - Mioceno inferior, con características calcoalcalinas y afinidades adakíticas (Mora-Álvarez y McDowell, 2000; Gómez-Valencia *et al.*, 2015) y, 2) El segundo evento tectono-magmático es asociado al establecimiento del *rift* oblicuo del Golfo de California, que produjo un gran volumen de magmatismo, desde máfico hasta félsico, con afinidades transicionales, toleíticas e inclusive calcoalcalinas. Till *et al.* (2009), muestran que el magmatismo anorogénico del sur de Sonora, se caracteriza por presentar firmas geoquímicas, que denotan subducción y que pueden estar relacionadas a un proceso de metasomatismo, donde es necesario, al menos 4 Ma para que el magmatismo post-subducción de Sonora, deje de reflejar firmas calcoalcalinas. Esta característica, puede hacer difícil al diferenciar en ocasiones al magmatismo orogénico del anorogénico en la región.

En los CGS se lograron determinar los rasgos que permiten diferenciar a este tipo de magmatismo con el volcanismo orogénico de arco de afinidad calcoalcalina (Fig. 37). Por un lado, en un diagrama multielemental normalizado al manto primitivo, los CGS presentan un enriquecimiento mayor en elementos menos incompatibles como Dy, Y Yb y Lu, con respecto a los valores de estos elementos en el volcanismo de arco. Además, destaca la anomalía distintiva Nb-Ta que presenta el volcanismo de arco. Por último, la fuerte anomalía negativa en Sr en los CGS y la fuerte anomalía negativa en Th en el volcanismo de arco, permite diferenciar al magmatismo subvolcánico del volcanismo orogénico (Fig. 37a). Por otra parte, los diagramas multielementales muestran a los CGS con un comportamiento y características similares en elementos traza a las del volcanismo félsico de *rift* del Mioceno medio-superior (~12.5 - ~10Ma), que incluye al volcanismo de la región de Guaymas y al de la Sierra Santa Úrsula. En estas características se distinguen anomalías negativas en Ti, Sr, P

y Nb, anomalías positivas en Pb y K, y una tendencia paralela en las HREE (Fig. 37b). Otra relación con el volcanismo de *rift* de la costa de Sonora también es observada considerando la totalidad de los elementos mayores por medio del cálculo de la norma CIPW, donde los CGS muestran una misma mineralogía normativa que el volcanismo de *rift* (Fig. 17a, c), a diferencia de los intrusivos granitoides del arco Cretácico de la costa de Sonora. Un diagrama ternario, que involucra elementos como el Sr, Y, Th, los cuales son los de mayor representatividad en la diferencia entre el volcanismo orogénico y anorogénico (también observado en los diagramas multielementales), permite encontrar una diferencia en la tendencia del volcanismo relacionado a subducción y el relacionado a *rift*, desde las rocas menos félsicas (64% SiO<sub>2</sub>) hasta las más evolucionadas (Fig. 37c).

Estos diagramas muestran que los CGS están ligados geoquímicamente al volcanismo de *rift* de la costa de Sonora, y que no tienen relación con el magmatismo de la etapa de subducción.

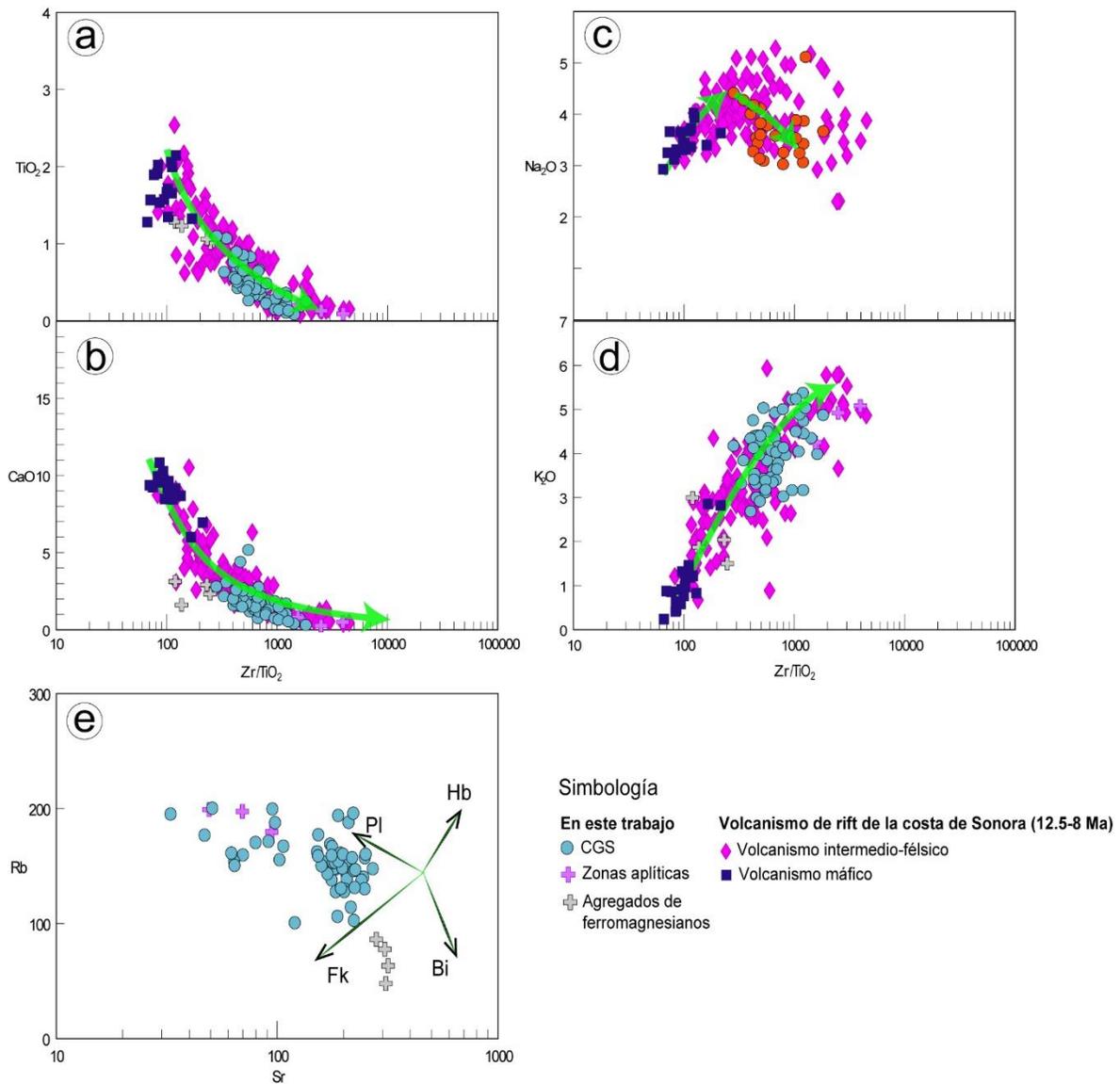


**Fig. 37** (a-b) Diagramas multielementales de Sun y McDonald, (1979) normalizado a manto primitivo. *n* corresponde al número de análisis utilizados tomados de la literatura correspondientes a la costa de Sonora. (c) Diagrama ternario que muestra las tendencias de los magmatismos orogénico y anorogénico de la costa de Sonora. Los datos fueron tomados de Mora-Klepeis y McDowell, (2004), Johnpeer, (1977), Sheridan, (1979), Cochemé, (1981), Valencia-Moreno *et al.*, (2003), Roldán-Quintana, *et al.* (2004), Vargas-Navarro, (2005), Roldán-Quintana *et al.*, (2009), Barrera-Guerrero, (2011), Gómez-Valencia, (2014); Velderrain-Rojas, (2016), (2014), Perez-Aguilar, (2017).

### 4.1.3 Origen petrogenético

Los diagramas de variación para una suite de rocas anorogénicas desde máficas hasta félsicas de la región costera de Sonora (~12.5 Ma- ~8 Ma), muestran una posible explicación para el origen de los CGS. La disminución del CaO, Na<sub>2</sub>O y el TiO<sub>2</sub>, conforme aumenta la diferenciación de las rocas, sugiere una participación de clinopiroxeno, plagioclasa y óxidos de Fe-Ti en la cristalización fraccionada de estas rocas, junto a la formación de plagioclasa y feldespato sódico, en las rocas más diferenciadas (Fig. 38). La pendiente positiva en el K<sub>2</sub>O, indica que no hay una cristalización fraccionada (CF) de minerales que consideren al K como los feldespatos potásicos (FK; Fig. 38d). Los diagramas Harker, también muestran pendientes negativas en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>3</sub> en las etapas de la diferenciación de los CGS, que reflejan un origen importante por cristalización fraccionada, considerando a minerales como feldespatos, ferromagnesianos y minerales accesorios, apoyado por las anomalías negativas en Ba, Sr y Eu. La importancia de la plagioclasa y feldespato sódico en la CF durante la evolución magmática de estas rocas se ve reflejada en la correlación negativa entre Sr vs. Rb y Al/Ti vs. Ca/Na (Figs. 37 y 38e).

Los diagramas de variación (Fig. 38) muestran una relación entre los agregados de ferromagnesianos y las zonas más diferenciadas de los CGS (zonas aplíticas), lo que permite sugerir que los agregados representan las fracciones menos diferenciadas, ligados al origen de los CGS. Estos presentan valores muy altos en elementos mayores como el TiO<sub>2</sub> (~1%), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (6-9%) y CaO (2-3%), y un diagrama multielemental, muestra que estos cúmulos están relacionados genéticamente con los CGS, por lo que indican un proceso de CF en la serie.



**Fig. 38.** (a-d) Diagramas de variación X-Y, con una relación de  $Zr/TiO_2$  como un índice de diferenciación, contra elementos mayores ( $TiO_2$ ,  $Na_2O$ ,  $CaO$  y  $K_2O$ ). Se graficaron las muestras del volcanismo de *rift* de la región costera de Sonora con composiciones desde máficas hasta félsicas con edades entre 12.5-8 Ma, tomados de la literatura (Johnpeer, 1977; Sheridan, 1979; Cochemé, 1981; Paz-Moreno, 1992; Mora-Klepeis *et al.*, 2004; Roldán-Quintana *et al.*, 2004; Vargas-Navarro, 2005; Vidal-Solano, 2005; Vidal-Solano *et al.*, 2008; Till *et al.*, 2009; Santa-Barrero, 2012; Gómez-Valencia, 2014; Velderrain-Rojas, 2014, 2016; Pérez-Aguilar, 2017). (e) Diagrama Sr - Rb para los CGS estudiados, mostrando la relación con la CF de Pl.

#### 4.1.4 Asimilación y cristalización fraccionada de los Cuerpos Graníticos

##### Subvolcánicos

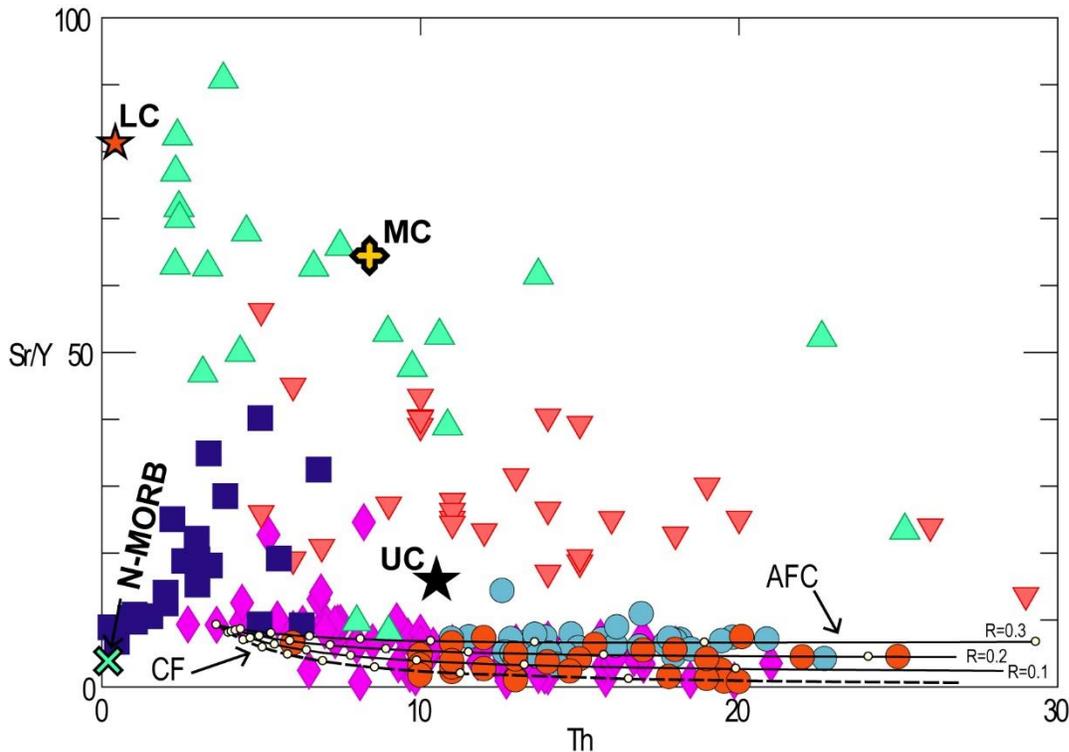
Se ha visto que la generación de granitos Tipo A, surge de la cristalización fraccionada de magmas basálticos derivados del manto con, o sin asimilación (Martin, 2006), por lo que podemos considerar que la CF, es un proceso primordial para la generación de los CGS. Sin embargo, se ha reportado la presencia de enclaves intermedios y líquidos inmiscibles reportados en algunos de los CGS (Velderrain-Rojas, 2016), lo que sugiere la participación de una inmiscibilidad durante el ascenso o en la recarga del reservorio de estos magmas, mostrando que la CF, no es el único proceso involucrado para la diferenciación de estos magmas, ya que en algunos casos muestran rasgos calcoalcalinos o de arco (Figs. 18, 20 y 36). Esta problemática puede tener explicación si la fuente de los magmas corresponde a un manto astenosférico metasomatizado, relicto del contexto de subducción, el cual no ha perdido del todo su enriquecimiento, tal y como fue planteado por Till y colaboradores (2009) para explicar una transición de la firma calcoalcalina a la firma francamente toleítica de los últimos episodios basálticos en la región.

Definitivamente, fuera de la composición química híbrida (calcoalcalina vs. toleítica) de los CGS, la ausencia de minerales hidratados es una de sus características más distintivas para no considerarlos pertenecientes a una serie calcoalcalina. Otro rasgo distintivo son los valores altos en hierro de hasta 5%, que pueden llegar hasta 7-9% en los agregados, con respecto a más valores bajos de Mg (< 2%), lo que denota un carácter toleítico para los CGS. Esta relación  $FeO/MgO$  de hasta 12 veces muestra una tendencia con respecto al Sílice, que es superior a la que se presenta en una serie calcoalcalina (Miyashiro, 1974; Fig. 18d). Otra posibilidad es el ascenso astenosférico y su interacción con un manto subcontinental enriquecido.

Por otro lado, aunque es posible evidenciar un proceso de cristalización fraccionada en los CGS, que puede explicar su origen bajo un proceso de diferenciación a partir de magmas menos félsicos, como los del volcanismo de *rift*, su amplia distribución y la interacción entre magmas de diferentes composiciones (evidenciado por una inmiscibilidad solo en algunos sectores), nos hacen sugerir que los CGS son alimentados a partir de al menos dos distintos reservorios magmáticos, uno en la Sierra El Aguaje y otro en la región de Guaymas. Finalmente, algunas de las altas correlaciones positivas entre las concentraciones

del K y del cociente Th/Yb con respecto a la diferenciación de los magmas, permiten explorar la posibilidad de una asimilación cortical (Gorton y Schandl, 2000), evidenciado también al mostrar una tendencia sub-vertical en el diagrama de discriminación tectónica Th/Yb vs. Ta/Yb (Fig. 36e). Estos mismos rasgos pueden ser también observados en algunas unidades máficas del volcanismo de *rift*, donde una contaminación con la corteza continental puede contribuir con la mala ubicación del ambiente tectónico de estos magmas.

La asimilación y cristalización fraccionada (AFC) que es un proceso importante para la evolución y la diferenciación de los magmas (Best, 2003), es evaluada en un modelado, considerando al Th como un parámetro de diferenciación y al cociente Sr/Y como uno de asimilación (Fig. 39). Se ha identificado en los diagramas multielementales y ternarios que estos elementos (Th, Sr e Y) son buenos indicadores para diferenciar entre el magmatismo aquí estudiado y el magmatismo de arco. Para el modelado AFC consideramos 17% de cuarzo, 17% de feldespato potásico, 54.5% de plagioclasa, 8% de piroxeno, 3% de Oxido de Fe-Ti (magnetita + ilmenita) y 0.4% de apatito como los minerales fraccionados. Los coeficientes de partición (mineral/fundido) fueron tomados de Rollinson (1993). El contaminante utilizado es el de la corteza media y los valores fueron tomados de Weaver y Tarney, (1981). Para el magma primario se tomó una de las rocas menos diferenciada del magmatismo de *rift* de Velderrain-Rojas, (2014). Se encontró que los CGS están graficados siguiendo una perfecta cristalización fraccionada hasta una tasa de asimilación baja ( $R=0.1-0.3$ ,  $R=dMa/dMf$ ; DePaolo 1981), indicando que todas las muestras de los CGS pueden explicarse a partir de una cristalización fraccionada de un magma ya diferenciado (intermedio), con ligeras variaciones en la tasa de asimilación de la corteza media. De esta manera proponemos que los magmas aquí estudiados han pasado por una cristalización fraccionada, segregándose en una cámara magmática en la corteza media, donde obtuvieron una asimilación cortical, durante su continua cristalización fraccionada de feldespatos y piroxenos, produciendo a los magmas “de características híbridas” (calcoalcalinas-toleíticas). Un estudio de isótopos radiogénicos nos podrá aportar mejores datos para reafirmar la génesis de estas rocas.

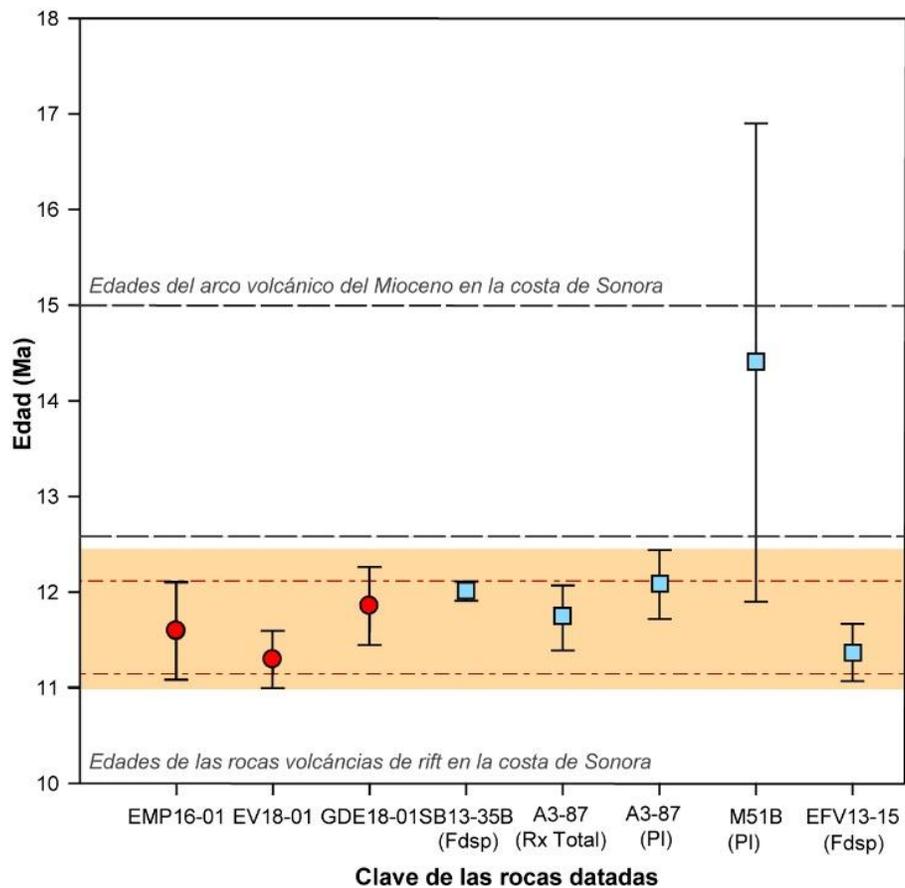


**Fig. 39.** Diagrama Sr/Y vs. Th que muestra a los CGS, su distribución y el modelado AFC (ver simbología en Figs. 37 y 38). Las curvas fueron calculadas tanto para la cristalización fraccionada (CF) como para la asimilación y cristalización fraccionada (AFC, por sus siglas en inglés). Cada intervalo en las curvas indica 10% de fraccionamiento. La tasa de asimilación a cristalización fraccionada (R) es de 0.1, 0.2 y 0.3. Los valores promedios de los componentes son: de la corteza inferior (LC) de Weaver y Tarney, (1982), de la corteza media (MC) de Weaver y Tarney, (1981), de la corteza superior (UC) de Taylor y McLennan, (1981) y de N-MORB de Saunders y Tarney (1984), Sun (1980) y Weaver y Tarney, (1984).

#### 4.1.5 Edad del evento tectónico relacionado a los Cuerpos Graníticos Subvolcánicos

Las características geoquímicas muestran que los CGS son cogenéticos y relacionados al volcanismo desarrollado durante la evolución del *rift* oblicuo del GC, que ocurrió desde ca. 12 Ma. Por otra parte, la edad de los CGS nos permite constreñir cuando sucedió el evento tectónico donde este magmatismo tuvo lugar, debido a que en el área de estudio ocurrieron principalmente dos eventos tectónicos durante el Mioceno. El primero, más antiguo, relacionado a una etapa de extensión litosférica ortogonal y, el segundo relacionado a un *rifting* oblicuo del Golfo de California resultado del desarrollo del nuevo límite de placas PAC-NAM (Stock y Hodges, 1989). La edad de los CGS en este trabajo, después de ajustarlos de acuerdo a la escala de polaridad magnética, muestra que están constreñidos entre 11.263 y 12.174, mostrando que este evento magmático es consistente con el evento tectónico asociado a las primeras etapas del desarrollo del Golfo de California entre ~12.5 y ~6 Ma (Moore y Buffington, 1968; Karig y Jensky, 1972). Esto implica que los CGS

no están relacionados al tiempo en el que ocurrió el evento de subducción anterior, como ha sido interpretado de acuerdo con la geoquímica de estos magmas (Mora-Klepeis y McDowell, 2004). Aunque las edades sugieren un solo evento magmático, la presencia de polaridad normal e inversa para los CGS sugiere que el magmatismo ocurrió en el Mioceno Superior abarcando una inversión de polaridad, entre la cima del subchron C5R.2r-1n (11.263 Ma) y la base del subchron C5An.1n (12.174 Ma). Una edad termocronológica U-Th-Sm en apatito de  $14.7 \pm 0.9$  Ma (GY-08-52; Lugo-Zazueta, 2012) resulta muy antigua y discordante con respecto a las otras edades, por lo que no se considera una edad representativa para los CGS o su deformación (Fig. 40).



**Fig. 40.** Gráfica de las edades magmáticas de los CGS en este trabajo (círculos) y las reportadas en la literatura (cuadros), mostrando un rango de edad máximo y mínimo para la ocurrencia de este magmatismo en la región costera de Sonora. El color rojo representa edades U/Pb y el color azul edades Ar/Ar. Se representa una banda geocronológica (rectángulo naranja) y un área punteada en rojo para las edades constreñidas por paleomagnetismo.

## 4.2 Implicaciones petrológicas del portador magnético

Los CGS son productos diferenciados de carácter félsico (>65% en SiO<sub>2</sub>), y su diversidad geoquímica no permite establecer claramente grupos petrológicos en este tipo de magmas. Sin embargo, los resultados de propiedades magnéticas, muestran que al menos los intrusivos estudiados en las localidades de Guaymas, Sierra Santa Úrsula y del Poblado de Ortíz pueden ser distinguidos en dos grupos, de alta y baja susceptibilidad magnética (IBS e IAS; Fig. 23).

En los IBS, los altos valores de coercitividad (max. 490 mT), análisis de IRM y K-T, indican la presencia de hematita como el mineral ferromagnético principal. Sin embargo, otros presentan una mineralogía que pudiera sugerir minerales como titanohematita y/o titanomagnetita, de grano fino. Esto es observable en el Diagrama Day, donde todos los sitios de este grupo se ubican en el campo de los minerales superparamagnéticos, con partículas, principalmente de hematita de hasta 15 µm (Özdemir & Dunlop, 2015).

Por otro lado, los IAS, presentan una mineralogía donde el portador magnético dominante es la magnetita, indicado por una más alta susceptibilidad, valores bajos en la coercitividad, puntos de Curie cercanos a los ~580° y una transición de Verwey (155°C, en la curva de baja temperatura), que es observable en los análisis de K vs. baja temperatura (Hunt *et al.*, 1995). La magnetita está distribuida principalmente en el campo de los PSD y su ocurrencia se relaciona con cuerpos intrusivos que presentan un mayor tamaño de grano con respecto a los IBS. Un estudio mineragráfico permitiría determinar las fases magnéticas presentes en las rocas estudiadas.

Podemos relacionar la ocurrencia de estas dos fases magnéticas, con el proceso de enfriamiento, donde existen variables dependientes tales como la temperatura, fugacidad de oxígeno y composición. Esta última es controlada por reacciones llamadas “buffers”, que equilibran el contenido de oxígeno en los magmas, los sistemas minerales o químicos, y por ende, la estabilidad de los óxidos de Fe-Ti. Habría que considerar que el hierro puede ocurrir en 3 estados de oxidación: Fe<sup>+2</sup>, Fe<sup>+3</sup> Fe<sup>0</sup>, y que está relacionado a la fugacidad de oxígeno ( $f_{O_2}$ ), la cual es una variable que indica si es probable encontrar el Fe en su estado nativo, como ion divalente en silicatos, o como Fe<sup>+2</sup> y Fe<sup>+3</sup> en un óxido. En un contexto petrogenético, el concepto de fugacidad de oxígeno es necesario para expresar

cualitativamente el potencial de oxidación de un sistema, es decir, es simplemente un índice del estado *redox* en un magma (Cañón-Tapia 1997; Best, 2003).

En los granitos, la  $f_{O_2}$  favorecerá la cristalización de magnetita con silicatos y ferromagnesianos, sin embargo, conforme los magmas ascienden a niveles que están en contacto con una atmosfera rica en oxígeno, el  $Fe^{+2}$  del magma puede ser parcialmente oxidado a ( $Fe^{+3}$ ), donde será estable con minerales como la hematita y la goethita. Para rocas con mayor contenido de sílice y/o más oxidadas, la hematita puede ser el mineral ferromagnético dominante (Butler, 1992). Siempre que la magnetita persista en equilibrio con la hematita en el buffer HM (Hematita-Magnetita, Fig. 41), la disminución de la temperatura (T) provoca que el sistema experimente una disminución de la fugacidad de oxígeno, a medida que se consume oxígeno, en la producción de hematita. Una vez que la magnetita deja de estar presente, el sistema deja la curva buffer, y entra al campo donde la hematita es estable, donde T y  $f_{O_2}$  ya no son variables interdependientes (Best, 2003).

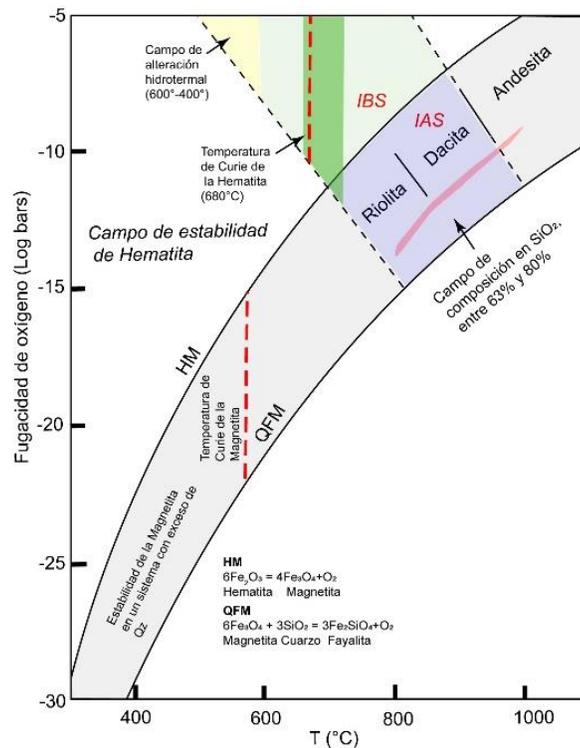
Tomando en cuenta que los CGS son sobresaturados en sílice, por la presencia de cuarzo modal, y de acuerdo con los valores importantes de  $Q_z$  normativo del cálculo de la norma CIPW (Cochemé, 1981; Mora-Alvarez y McDowell, 2000; Roldán-Quintana *et al.*, 2004; Vargas Navarro, 2005; Pérez Aguilar, 2019), podemos inferir que, la fugacidad de oxígeno necesaria para que estas dos fases coexistan, o, para que esté presente solamente la magnetita, es de  $f_{O_2} = 10^{-15} - 10^{-7}$ , entre  $1000^\circ$  y  $700^\circ$  C. Sin embargo, esta temperatura puede llegar hasta los  $580^\circ$ C, considerando la temperatura de Curie de la magnetita, provocando que el campo de estabilidad para los IAS, se extienda probablemente hasta una  $f_{O_2} = 10^{-22}$ , con temperaturas mínimas de  $580^\circ$  y máximas de  $1000^\circ$ C (Fig. 41). Regularmente los granitos con magnetita son el resultado de: cristalización de magmas a mayor presión, (relacionado a una mayor profundidad) al desarrollo de un tamaño de grano más grueso en las rocas: y bajas fugacidad de oxígeno. A su vez, estos parámetros permiten indicar, que es posible que ocurra hematita como mineral primario en los IBS, bajo un sistema con fugacidades de oxígeno más altas ( $f_{O_2} < 10^{-11}$ ), con temperaturas entre  $\sim 600^\circ$  hasta  $\sim 850^\circ$ . En temperaturas  $< 600^\circ$ , es común que pueda desarrollarse hematita, bajo una alteración hidrotermal de alta temperatura, sin embargo, en las rocas estudiadas, no se determinó la presencia de una alteración hidrotermal. La temperatura máxima del sistema magmático, para que la hematita esté presente, es menor a la de la magnetita, que podría significar que los IBS

empezaron a formar hematita bajo condiciones más someras (menor presión y menor temperatura), lo cual es consistente con el tamaño de grano fino (< 1 mm) que presentan los IBS.

Por otro lado, tomando en cuenta la temperatura, donde se desarrolla una textura granofírica, entre 730° y 650° (Maclellan y Trembath, 1991; Izbekov *et al.*, 2004), y a los campos propuestos para los CGS en la Fig. 41, podemos observar que existe un rango más amplio de  $f_{O_2}$ , para que esta textura ocurra en los IBS, mientras que en los IAS, la  $f_{O_2}$  resulta ser más puntual, la que probablemente se empezó a desarrollar antes de que la magnetita llegara a su temperatura de Curie.

Estas temperaturas podrían considerarse mínimas, ya que a temperaturas más altas (>1300° C), minerales como titanohematita y titanomagnetita cristalizan como consecuencia de la cristalización temprana del fundido magmático (Butler, 1992).

Estudios más precisos para confirmar estos resultados, involucrarían geobarómetros de oxígeno (que indican la  $f_{O_2}$ ), geotermómetros (que indican temperatura) lo que esta fuera de los objetivos del presente trabajo.



**Fig. 41** Curvas Buffer representando las reacciones minerales de REDOX en un sistema O-Si-Fe (modificado de Best, 2003). El campo rojo indica la fugacidad de oxígeno y temperatura a la cual coexisten los óxidos de hierro de un conjunto de rocas desde andesitas hasta riolitas. El campo verde fuerte indica la zona de temperatura a la cual se desarrolla la textura granofírica. IBS: Intrusivos de Baja Susceptibilidad. IAS. Intrusivos de Alta Susceptibilidad.

### 4.3 Estructuras primarias: Implicaciones para el nivel de emplazamiento

Las características magnéticas y la diferencia en el tamaño de grano, que presentan los CGS, implican diferentes niveles de emplazamiento, bajo una fase inicial del evento transtensivo.

Los afloramientos de los IAS del sector norte (Sector Ortíz), distribuidos como lomeríos aislados, emplazados localmente en el Granitoide Laramídico de 76 Ma (determinado de un circón heredado de la muestra EMP16-01) que es consistente con la edad reportada de  $76.9 \pm 2.8$  Ma para el basamento Cretácico (Mora-Alvarez y McDowell, 2000). Estos cuerpos muestran un tamaño de grano más grueso, y son ligeramente más antiguos, que los IBS en el sur de la región, además, no presentan en campo ninguna secuencia volcánica como encajonante, o que los cubra, por lo que la exposición de los afloramientos en este sector puede indicar además, que sufrieron un mayor levantamiento y erosión en el área. Los IBS son expuestos principalmente en el sur de la región (Sierra Santa Úrsula y Guaymas) y presentan un tamaño de grano más fino, texturas granofíricas, cuarzo acicular, así como columnas de enfriamiento, y la presencia de cavidades miarolíticas, lo que sugiere que se emplazaron en niveles más someros de la corteza que los IAS.

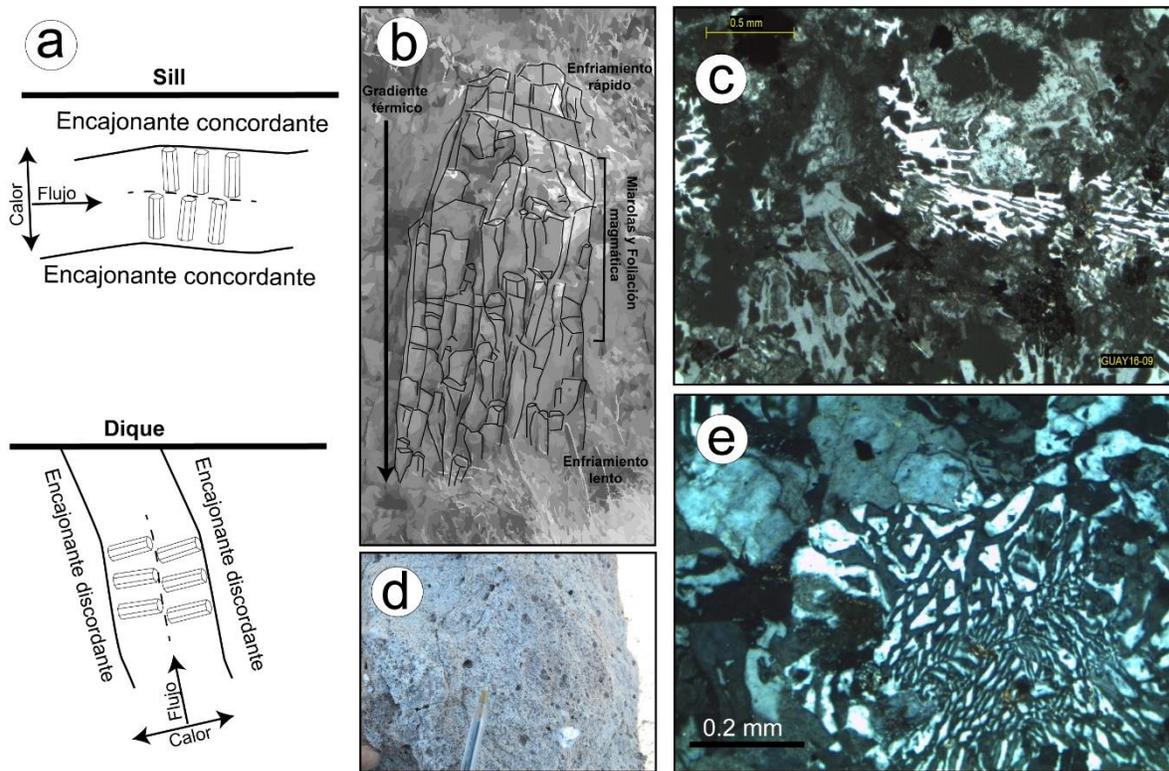
En los CGS, la pérdida de volátiles dio como resultado, además de un aumento de la viscosidad, el desarrollo de estructuras miarolíticas. La ocurrencia de estas cavidades miarolíticas es común en intrusiones de grano fino, que cristalizan en niveles superiores de la corteza (entre 3.5 y 0.6 Km de profundidad; Webber *et al.*, 1999). Este tipo de estructuras se asocian al agua, o vapor que es liberado, en las últimas etapas de la cristalización del magma granítico. Las burbujas de vapor que actúan como un fluido supercrítico, se forman a medida que el magma, localmente saturado de agua, asciende y cristaliza en niveles someros de la corteza en respuesta de una descompresión, lo cual causa el escape del vapor. A su vez, esto provoca que la concentración de agua disminuya en el magma, que está ascendiendo, lo que aumenta su temperatura de *liquidus*, haciendo que se enfríe de manera más efectiva, y al mismo tiempo, los cristales crecen en las cavidades por precipitación de las fases de vapor (Vernon, 2004).

De acuerdo a los niveles de profundidad donde se desarrollan estas estructuras miarolíticas, también es posible formar texturas granofíricas (<3 km; Lowenstern *et al.*, 1997; Izbekov *et al.*, 2004). En esta zona, los cambios de presión por descompresión, pueden causar

una pérdida suficiente de H<sub>2</sub>O, para impulsar un enfriamiento rápido y como consecuencia, la cristalización simultánea de cuarzo+feldespatos (Fenn, 1986; Lowenstern *et al.*, 1997; Maclellan y Trembath, 1991; Waters y Andrews, 2016). La textura granofírica se desarrolla comúnmente en los IAS, mientras que en los IBS es destacable la ocurrencia de cuarzo de forma acicular. Estos cristales son formados debido a una sobresaturación composicional del magma, y se ha visto en granitos someros, indicando también un rápido enfriamiento (Shannon *et al.*, 1982). El cuarzo de forma acicular, también pueden estar relacionado, ya sea a una fuerte silicificación, evidencia de una alteración metasomática, o la cementación de microcuarzo hidrotermal (Rong y Wang, 2016), sin embargo, tanto en campo, como bajo el microscopio, no se observan evidencias de una alteración de este estilo. El emplazamiento somero de cuerpos graníticos causado por descompresión y enfriamiento rápido, resulta en un desequilibrio del sistema, que puede ser evidenciado además, por las texturas *sieve* o en criba de los feldespatos.

Sumada a estas características, los CGS muestran estructuras prismáticas o prismas de enfriamiento (Fig. 42). Los mecanismos para la formación de los prismas de enfriamiento involucran, como primeras hipótesis, la cristalización, la contracción y/o la convección térmica (Sosman, 1916). Sin embargo, recientemente, el mecanismo más aceptado es la contracción por enfriamiento (Hetényi *et al.*, 2012). Los estudios revelan que la formación de los prismas, se debe a que al enfriarse el magma, por la pérdida de calor que ocurre a través de los límites del cuerpo magmático en niveles superficiales o someros, más que a grandes profundidades, reducen su volumen y se fracturan, separándose en varias piezas de distintas formas (formando prismas). Es común que estos prismas se enfríen perpendicular a la superficie de enfriamiento que provoca su fracturamiento también perpendicular a la superficie, y aunque pueden desarrollarse en una amplia variedad de rocas, es más común observarlas en flujos de lava basálticos y en sills (Goehring y Morris, 2008; Hetényi *et al.*, 2012; Phillips *et al.*, 2013).

La relación entre la formación de miarolas, texturas de enfriamiento rápido y estructuras prismáticas (Fig. 42), sugieren que los CGS se emplazaron en niveles <3 Km, además, características que involucran columnas o prismas de enfriamiento orientados verticalmente, sugieren que la geometría de estos cuerpos es además de una posición subhorizontal.



**Fig. 42.** Características de estructuras primarias en los CGS. (a) Esquema que muestra la geometría en la formación de columnas de enfriamiento, perpendiculares a la superficie de enfriamiento, y paralelas a la propagación del calor asociado con un cuerpo magmático emplazado, ya sea como sill (arriba) o dique (abajo), Modificado de [Hetényi et al., \(2012\)](#). (b) Columnas de enfriamiento en un afloramiento de intrusivo hipabisal. En la parte superior es común desarrollar estructuras miarolíticas y foliación magmática. (c) Fotomicrografía representativa de un CGS de grano fino donde desarrolla cuarzo acicular. (d) Estructuras miarolíticas en los CGS estudiados. (e) Fotomicrografía representativa de un CGS de grano medio desarrollando un intercrecimiento de cuarzo+feldespato, definido como textura granofírica y micográfica.

#### 4.4 Estilo y dinámica de emplazamiento: diques o sills?

Los CGS se exponen como afloramientos aislados, en ocasiones sin cobertura volcánica (Sector Ortíz) y emplazados en una secuencia volcánica miocénica, la cual está constituida por diferentes unidades magmáticas ([Mora-Alvarez y McDowell, 2000](#); [Velderrain-Rojas, 2016](#)).

Algunas de las características de los CGS indican que se trata de cuerpos que se emplazaron en niveles someros y de forma subhorizontal. Por otro lado, la fábrica magnética es concordante con la foliación magmática, y a su vez la foliación magmática es concordante con la estratificación sub-horizontal de la secuencia volcánica encajonante, sugiriendo que fueron emplazados como sills.

La dirección de la lineación magnética, muestra, en la mayoría de los casos, que es paralela al rumbo de la foliación magnética ([Figs. 32 y 33](#)), indicando que el emplazamiento es lateral, desde subhorizontal, hasta ligeramente oblicuo en algunos casos, sin presentar

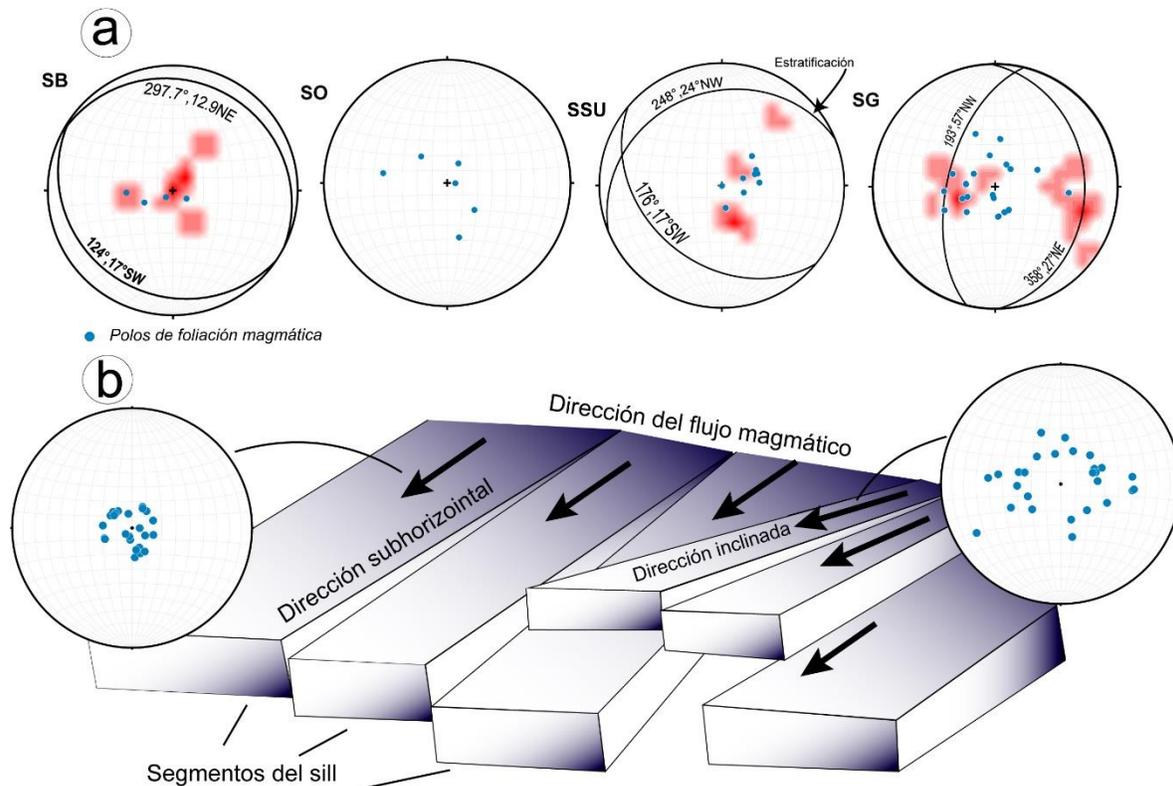
características que nos indiquen un emplazamiento vertical, como originalmente se había propuesto (Roldán-Quintana *et al.*, 2004). En el sector Ortíz, las inclinaciones de  $K_{\max}$  llegan a ser hasta de  $70^\circ$ , lo que podría sugerir una zona cerca del conducto alimentador. Por otra parte, inclinaciones de  $K_{\max}$  menores o iguales a  $30^\circ$  han sido interpretadas como flujo de magma horizontal que proviene de una fuente o conductor que se encuentra localizado más lejos (Herrero-Bervera *et al.*, 2001), lo que es consistente con muchos de los sitios estudiados en el Sector Guaymas y Sector Santa Úrsula.

Las evidencias de campo, muestran que la mayoría de los afloramientos del intrusivo, y su roca encajonante, tienen una actitud subhorizontal como en la localidad de Guaymas. En algunos afloramientos en la Sierra Santa Úrsula y al norte del poblado de Ortiz, los CGS muestran ligeras inclinaciones, similares a las de la roca encajonante. Esto nos sugiere que el magma fue emplazado antes del basculamiento o que los CGS fueron intruídos en una secuencia volcánica previa y ligeramente basculada. Estos ligeros basculamientos en la Sierra Santa Úrsula principalmente, pudieron ser provocados por fallas lítricas en tijera, normales y oblicuas, así como por un familia de fallas de deslizamiento dextral, que ha sido reportadas en la región (Fig. 4, Cochemé, 1981; Mora-Alvarez y McDowell, 2000; Roldán-Quintana *et al.*, 2004; Velderrain-Rojas, 2016).

Se ha observado que la propagación lateral de los sills no sucede de manera homogénea, sino como múltiples segmentos, que se alargan en dirección de la propagación del magma y su morfología. Su relación entre sí, dependerá en gran medida de la litología y de la reología de la roca encajonante. De esta manera, si la roca encajonante es competente, los segmentos del magma (sills) serán generalmente rectangulares, continuos, y la transición entre cada uno de los segmentos, será por estructuras frágiles (Hutton, 2009; Burchardt, 2018). Por lo tanto, los segmentos individuales de los sills, tendrán diferentes inclinaciones, aunque estén conectados a un mismo dique alimentador. Estas relaciones podrían explicar las diferentes inclinaciones observadas en los CGS (Fig. 43).

De acuerdo a los tipos de intrusiones tabulares en Vigneresse *et al.* (1999), los cuerpos aquí estudiados que llegan a ser hasta de 0.3 km de espesor, pueden corresponder a intrusivos de piso plano (*flat-floored intrusives*), los cuales comúnmente son bastante delgados (3-4 Km) y se extienden horizontalmente hasta 40 km, en todas direcciones, resultado de un cambio en la configuración del esfuerzo, causado por el emplazamiento del magma. Estos

cuerpos forman delgados sills, en áreas subhorizontales, localmente dilatadas y paralelas a la estratificación de las rocas encajonantes. Estudios geofísicos son necesarios para confirmar esto.



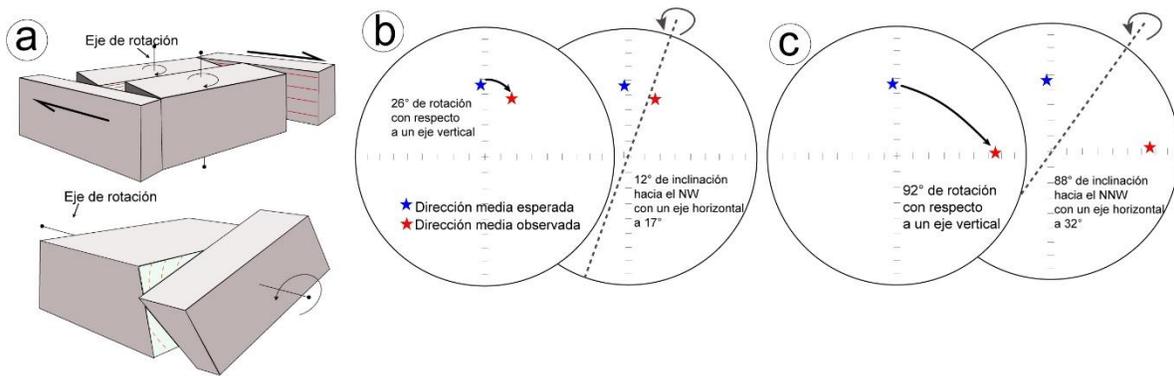
**Fig. 43** (a) Stereoplots de igual área representando los polos de la foliación magmática (puntos azules) y la estratificación de las rocas volcánicas encajonantes representada en contorno de 1% Area con los planos que muestran la media de los datos (línea negra). SB: Sierra El Bacatete, SO: Sector Ortíz; SSU, Sector Santa Úrsula; SG, Sector Guaymas. (b) Esquema de la dirección de flujo y los segmentos de los sills en formas rectas y geométricas que resaltan un emplazamiento en una roca encajonante frágil (Modificada de Burchardt, 2018).

#### 4.4 Rotación del eje vertical o rotación del eje horizontal?

Los datos paleomagnéticos muestran que la dirección media de los CGS, es discordante a la dirección media esperada para el cratón de Norteamérica a los 10 Ma (Fig. 29), con una rotación total de  $28^{\circ} \pm 11^{\circ}$ . Sin embargo, el grado de rotación de cada sitio es variable, mostrando que son mayores en los lugares cercanos a la costa (Sector Guaymas) y menores al interior del continente de Sonora (Sector Santa Úrsula y Ortíz).

La discordancia total observada con respecto a la esperada, puede ser explicada ya sea por una rotación, con respecto a un eje vertical de  $28^{\circ}$ , o con una inclinación de  $12^{\circ}$  hacia el NW, con respecto a un eje horizontal con una dirección de  $17^{\circ}$  (ver Anexos 4 para explicación del cálculo de rotaciones) (Fig. 44b).

Sin embargo, con valores de hasta  $90^\circ$ , una rotación con respecto a un eje horizontal, puede resultar más improbable, pues se necesitaría una inclinación de  $88^\circ$  hacia el NW, alrededor de un eje horizontal ubicado a  $32^\circ$ , para colocar el vector de la dirección media observada en su posición original (Fig. 44c). El trabajo de campo, y las estructuras previamente reportadas, reflejan que la mayoría de las secuencias volcánicas, y de los CGS, son sub-horizontales, y las más inclinadas no llegan a sobrepasar los  $40^\circ$ , por lo que un basculamiento de hasta  $\sim 80^\circ$ , sería difícil de explicar, además de que no han sido reportadas inclinaciones de tal magnitud en la región costera.



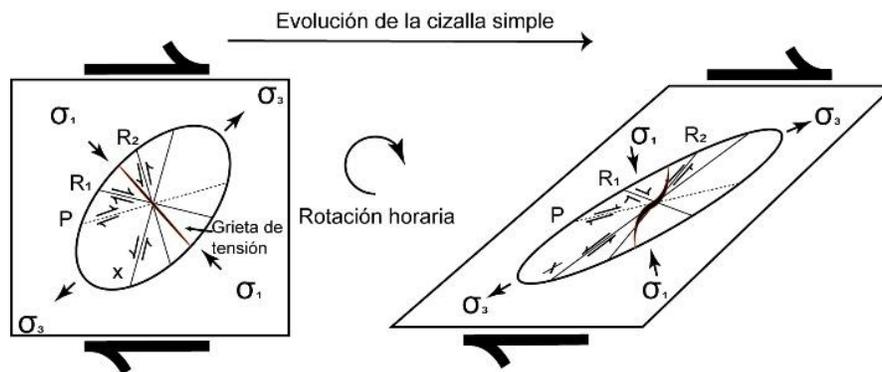
**Fig. 44** (a) Ilustraciones que representan una rotación con un eje vertical (arriba) y una rotación con un eje horizontal (abajo). (b) Rotación del eje vertical y del eje horizontal para una dirección media observada de  $26^\circ$  de discordancia con respecto a la dirección media esperada. (c) Rotación del eje vertical y del eje horizontal para una dirección media observada de  $92^\circ$  grados con respecto a la dirección media esperada.

#### 4.5 Emplazamiento y deformación de los Cuerpos Graníticos Subvolcánicos.

La intrusión del magma y los procesos asociados, ocurren en una variedad de contextos tectónicos (extensionales, transcurrentes y compresionales), donde se ha demostrado, que independientemente del campo de *stress* regional, el emplazamiento de magma siempre ocurre en sectores localmente extensionales (Vigneresse, 1995).

Las características de los CGS, sugieren que un cambio en la presión provocó el ascenso y el enfriamiento rápido de estos magmas en niveles someros de la corteza. Entre los modelos propuestos para el ascenso, emplazamiento y exhumación de cuerpos graníticos, están aquellos que se relacionan con zonas de cizalla, donde ocurre una extensión local asociada a fallas de rumbo y normales (Hutton, 1988). Asociadas a estas zonas, ocurre la generación de grietas de tensión (*tension gashes*), o fracturas extensionales en niveles de cizalla frágil, y frágil-ductil (Sylvester, 1988; Lisle, 2013). Las grietas se propagan en una dirección perpendicular al incremento principal de extensión, y tienen dirección oblicua ( $45^\circ$ )

a la zona de falla principal. De acuerdo a los sistemas transtensionales bajo una cizalla simple (Sylvester, 1988; Molnar, 1992; Fossen *et al.*, 1994; Fossen y Tikoff, 1998), las grietas de tensión podrán deformarse hasta convertirse en sigmoides, cuando la parte central de la grieta de tensión gire o rote. El sentido de rotación de la parte central de la grieta de tensión, con respecto a las puntas, indicara el sentido de la cizalla, ya sea en sentido horario, formando una grieta en forma de Z, o antihorario, formando una forma de S (Sylvester, 1988; Hempton, 1986; Lisle, 2013; Druguet, 2019). Estas grietas de tensión, se pueden formar en un sistema de fracturas Riedel (Fig. 45).



**Fig. 45** Sistema Riedel que muestra la generación de una grieta de tensión y una grieta de tensión de forma sigmoide en Z, producto de la evolución y aumento del grado de cizallamiento explicado a partir de la deformación que ocurre en una cizalla simple.

Bajo estas consideraciones, más las rotaciones aquí calculadas y los valores de AMS, permiten proponer, que una grieta de tensión es el mecanismo principal para el ascenso, emplazamiento, y la deformación de los CGS, dentro de una zona de cizalla, en al menos dos etapas de deformación transtensiva.

La primera etapa de deformación transtensiva, involucra una extensión local, que puede hacer que el magmatismo ascienda. Así los CGS ascendieron y ocuparon un espacio creado por las grietas de tensión (*tension gashes*), con una dirección preferencial NE – SW (Fig. 46a). Si consideramos, que el esfuerzo local controla la geometría del emplazamiento del magma, así como los modelos para la generación de sills (McCaffrey y Petford, 1997; Vigneresse *et al.*, 1999), entonces los magmas ascenderían a través de las juntas de tensión, por diques alimentadores, hasta el punto donde el dique se termina contra un plano de estratificación, distribuyéndose después lateralmente. Las grietas de tensión generadas, además de permitir un espacio para acomodar el magma dentro de la corteza, explicarían la descompresión súbita del sistema magmático provocando la pérdida de agua, y por

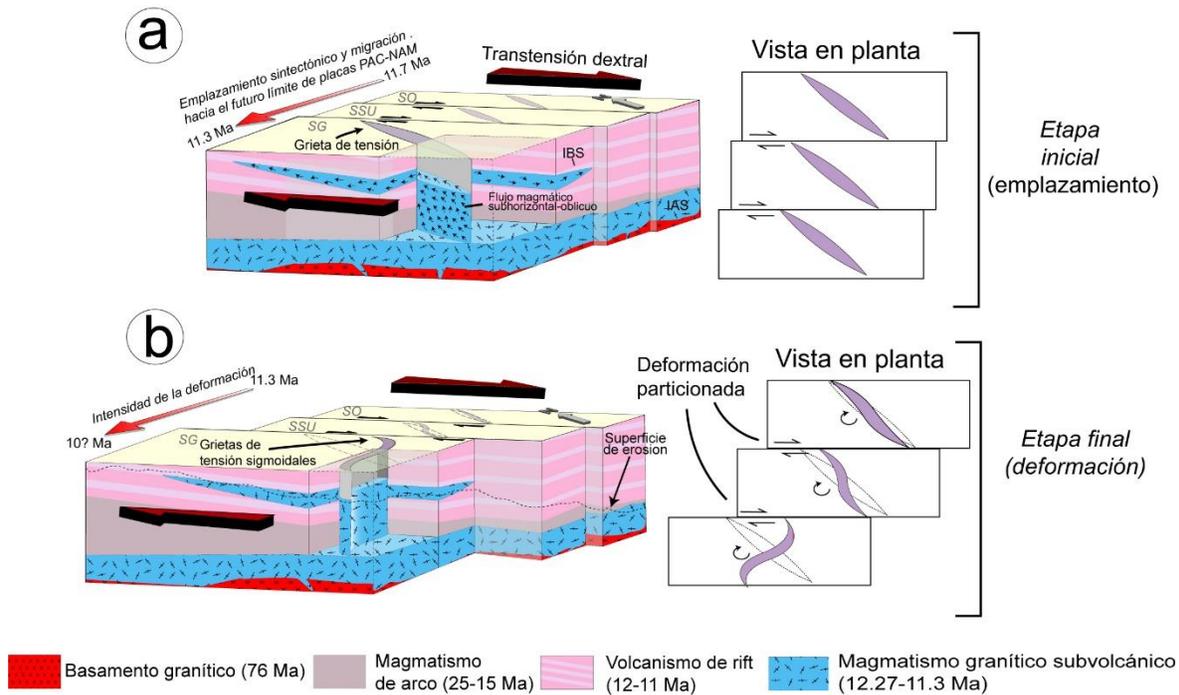
consecuencia un sobre-enfriamiento, que resultaría en la textura granofírica y la formación de cavidades miarolíticas. Otro factor importante para la formación de los cuerpos tabulares, sería que la presión litostática es mayor que la presión ejercida por el magma, el cual es altamente viscoso debido a la pérdida de agua.

En una segunda etapa, el doblaje de las grietas de tensión, provocó estructuras sigmoidales en forma de Z (Fig. 46b). Si asumimos, que el magma llegó a niveles someros de la corteza (<3km), con temperaturas de  $\sim 1000^\circ$ , de acuerdo a las fases magnéticas encontradas, esto provocaría un incremento del gradiente geotérmico que oscilaría entre los  $27^\circ\text{C}/\text{km}$  y los  $33^\circ\text{C}/\text{km}$  en la costa de Sonora (Smith, 1974 en Lugo-Zazueta, 2012). Aunque este calor en la corteza superior, puede dar lugar a un comportamiento frágil-dúctil, que permitiría una mayor deformación sigmoidal de las grietas de tensión, no hay una evidencia de estructuras cinemáticas de comportamiento dúctil en estos cuerpos intrusivos. De acuerdo a las características observadas en los CGS, consideramos que la forma sigmoidal de la grieta de tensión, se formó por la rotación diferencial de bloques rígidos, cuando el magma estaba totalmente cristalizado, bajo un comportamiento frágil. De acuerdo a la evolución de las estructuras sigmoidales (Hempton, 1986; Sylvester, 1988; Lisle, 2013), el doblaje de la grieta de tensión, explicaría que en la parte central de la estructura, se concentren rotaciones mayores que en los extremos (Fig. 46). Este modelo de deformación, puede explicar la rotación horaria, de hasta  $90^\circ$ , en los bloques rígidos, provocando la rotación de las estructuras preexistentes, como las observadas en las fallas normales del Cerro El Vigía del SG (Fig. 10; Vega-Granillo *et al.*, 2014; Velderrain-Rojas, 2016), similar a lo que ocurre en un sistema Riedel bajo cizalla simple.

El desarrollo y evolución de la grieta de tensión, también implica un grado de desplazamiento y extensión que explicaría la presencia de los CGS en ambos bordes del Valle de Guaymas.

Los resultados de las rotaciones calculadas del estudio paleomagnético muestran que el efecto de la transtensión en el continente no fue homogéneo, ni en espacio, ni en magnitud, mostrando distintos valores de rotación en cada sector: desde  $90^\circ$  en el SG, hasta  $-3^\circ$  en el SO. Estas diferencias dejan en evidencian, que la deformación cambió progresivamente de NE a SW, hacia la línea de costa. A su vez, esta deformación, puede explicar una distribución en cuerpos, o segmentos individuales, a lo largo de la región costera.

Con estos resultados, podemos sugerir que las estructuras similares de tipo *Z-shaped*, como las del sistema del *rift* de Etiopía, las cuales sirven de canales para el ascenso del magma, y donde se han encontrado solo pequeñas rotaciones en sentido horario de  $\sim 20^\circ$  (Korme *et al.*, 1997), solo sean responsables de mínimas rotaciones, y que la deformación por sectores en esa área, sea la causante de rotaciones de mayor grado.



**Fig. 46** Modelo de emplazamiento y deformación para los CGS de la región costera de Sonora. (a) Modelo esquemático mostrando la primera etapa de la tectónica transtensional que forma grietas de tensión de dirección casi N-S, que provocará un espacio para el emplazamiento del magma, distribuyéndose de manera lateral subhorizontal a oblicua. (b) Etapa final que muestra la generación de estructuras sigmoideas a partir de las fracturas generadas inicialmente, por medio del incremento en la deformación. En las estructuras sigmoideas en forma de Z se genera una rotación horaria en la zona central.

#### 4.6 Deformación transtensional durante el proto-Golfo de California.

El emplazamiento tectónicamente controlado de los CGS, ligeramente más joven en el SG (Fig. 28) y con una deformación mayor, indica una migración desde el Este, en el interior del continente, hacia el Oeste en la costa. Otros estudios en la PEG han documentado una migración de la deformación transtensional, del continente, hacia la costa (Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007; Bennett *et al.*, 2017, 2013; Darin *et al.*, 2016) hasta establecer en el Plioceno el actual límite PAC-NAM en el GC (Wilson *et al.*, 2005). Grandes rotaciones horarias con respecto a un eje vertical se han evidenciado a lo largo de la línea costera ( $\sim 90^\circ$ ; Oskin *et al.*, 2001; Bennett *et al.*, 2013; William-Herman, 2013; Bennett y Oskin, 2014; Darin *et al.*, 2016; Velderrain-Rojas, 2016) en secuencias magmáticas entre 12.5-10.5 Ma,

mientras que hacia el interior del continente, estas rotaciones son de menor grado ( $\sim 20^\circ$ ) en secuencias magmáticas entre 10-6 Ma (Fig. 47; William-Herman, 2013; Darin *et al.*, 2016).

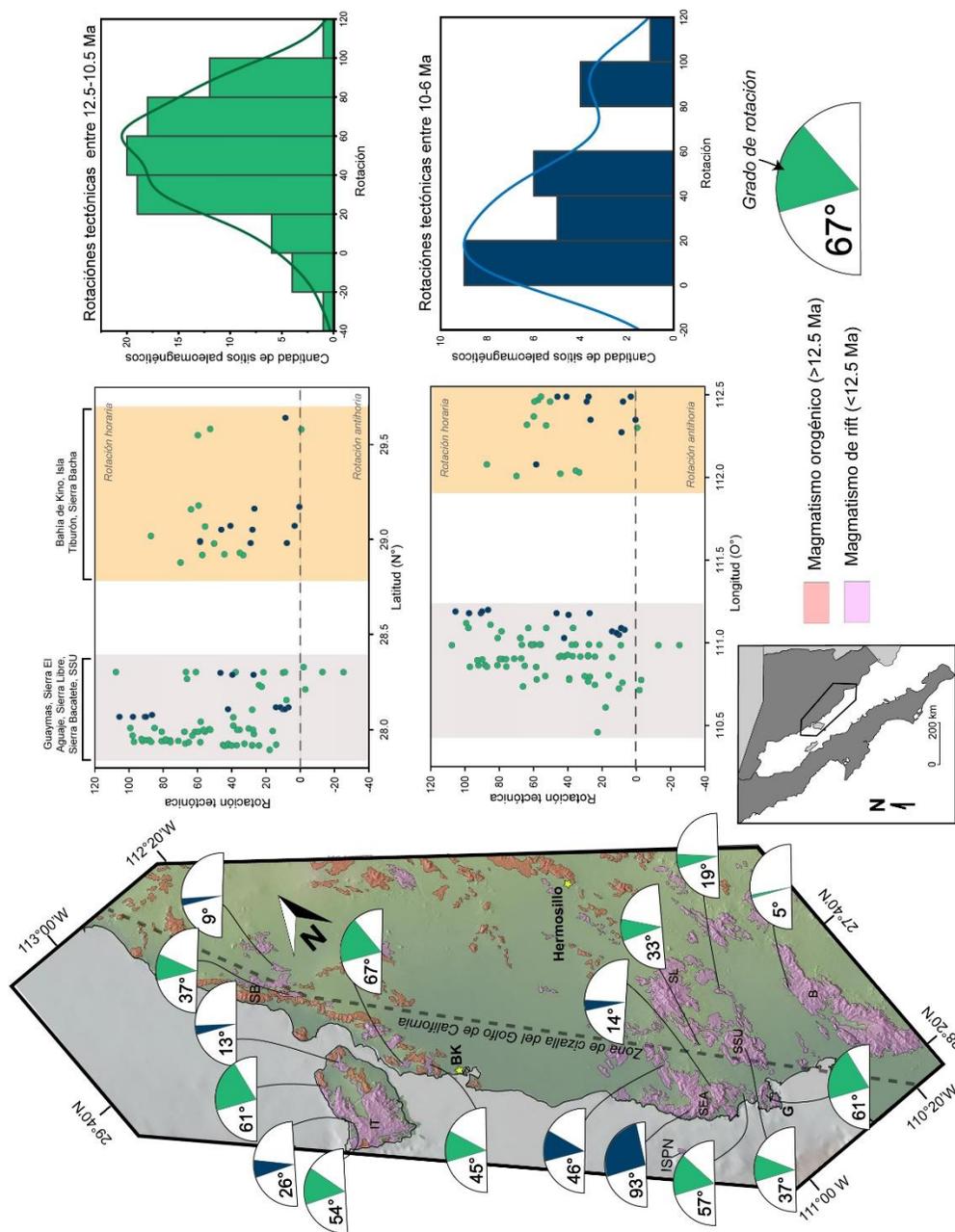
Rotaciones de bloques corticales de  $27-46^\circ$  (Tinaja del Carmen) y  $7-42^\circ$  (Ejido Francisco Villa) en Tabla 5, se reportan al interior del continente, en secuencias máficas de ca. 10 Ma, que forman mesetas sub-horizontales (e.g. Tinaja del Carmen, William-Herman, 2013), y más al norte, en unidades máficas de 10.6 Ma, cerca de la Sierra Bacha, con rotaciones horarias de  $9^\circ$  en Tabla 5 (Darin *et al.*, 2016). Las rotaciones horarias de bloques corticales, en secuencias máficas que forman mesetas sub-horizontales, ponen en evidencia que no es necesario inclinar los bloques para obtener una deformación considerable con respecto a un eje vertical. En la región de estudio, las secuencias volcánicas más jóvenes que se encuentran cubriendo a los CGS presentan rotaciones de  $\sim 20^\circ$  (Fig. 47, Tabla 5). Otros estudios muestran que una secuencia volcánica ácida más joven (10.78 Ma), también se ve afectada por la tectónica transtensiva en la región de Guaymas (Velderrain-Rojas, 2016), sugiriendo que la deformación continuó al menos 0.4 Ma después de la cristalización del CGS.

Las rotaciones de bloques con respecto a un eje vertical ( $>20^\circ$ ) durante el periodo proto-Golfo, permitieron definir un cinturón de  $\sim 100$  km de espesor a lo largo del margen Este del GOC nombrado como “zona de cizalla del Golfo de California” asociado al rifting oblicuo (Bennett y Oskin, 2014).

Aunque estas rotaciones ponen en evidencia un sistema de fallas de rumbo, se han encontrado además, importantes basculamientos en secuencias magmáticas de rift dentro de la zona costera, principalmente al norte del área de estudio (e.g., Sierra Bacha; Darin *et al.*, 2016). Estos basculamiento que llegan a ser hasta de  $\sim 60^\circ$ , pone en evidencia una etapa importante de extensión ortogonal, al menos en Sierra Bacha, que ocurrió poco antes del fallamiento de rumbo que provocó las rotaciones de bloques rocosos con respecto a un eje vertical. Por otra parte, en la zona de estudio, no se encontraron grandes basculamientos, llegando a ser de hasta  $20^\circ$ , sugiriendo que el fallamiento de rumbo fue más importante en esta región a los  $\sim 11$  Ma.

Las edades reportadas, y los datos paleomagnéticos de los CGS en la región, a lo largo de la costa de Sonora, permiten mostrar una etapa de deformación transtensiva, concentrada en la zona de cizalla del GC (Oskin y Stock, 2003). Sin embargo, las rotaciones encontradas

en el último episodio de volcanismo máfico (10-8 Ma), sin aparente deformación (basculamiento), muestran que la deformación continuó hasta después de los 10 Ma. Por otro lado, esta deformación fue más importante, con el magmatismo cercano al límite de placas PAC-NAM. Parte de esta evidencia, es sustentada por el estudio de los depósitos piroclásticos, que son clave estratigráficamente (Ignimbrita de Hermosillo/Toba de San Felipe), tanto en Baja California como en la Isla Tiburón (Oskin *et al.*, 2001; Bennett y Oskin, 2014); así como por el abandono de cuencas *pull-apart*, al este del límite de placas (cuencas Yaqui y Tiburón); y por el desarrollo de nuevas cuencas en el margen activo, como Delfín, Wagner y Guaymas (Henyey y Bischoff, 1973; Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007).



**Fig. 47** Distribución de rotaciones de bloques corticales en el magmatismo de *rift* entre 12.5-6 Ma de la región costera de Sonora, desde la Sierra El Bacatete hasta la Sierra Bacha. Las gráficas muestran la tendencia de los grados de rotación para las secuencias entre 12.5 -10.5 Ma (verde) y entre 10-6 Ma (azul). Se observa una disminución en la magnitud de la rotación y una migración de la deformación, tanto en latitud, como en longitud. La **Tabla 5** muestra los datos paleomagnéticos y las referencias utilizadas. B, Sierra El Bacatete; SSU, Sierra Santa Úrsula; G, Guaymas; SEA, Sierra El Aguaje; SL, Sierra Libre; BK, Bahía de Kino; IT, Isla Tiburón; SB, Sierra Bacha; ISPN, Isla San Pedro Nolasco.

**Tabla 5** Rotaciones de bloques calculada a partir de datos paleomagnéticos en secuencias magmáticas de *rift* de la región costera de Sonora. Dec e Inc son la declinación y la inclinación medias de la dirección característica en grados (°); k es el parámetro de dispersión y  $\alpha95$  es el límite de confianza del 95%; R representa la rotación. Las rotaciones fueron calculadas con respecto al polo de Norte América a los 10 Ma (Torsvik *et al.*, 2012) para las secuencias entre 10-8 Ma. Las rotaciones de las secuencias de ~6 Ma se calcularon con el polo de Norte América de Besse y Courtillot (2002) a los 3.2 Ma. Nota: Los datos están ordenados en orden progresivo de la edad de la roca de 6.4 a 12.6 Ma. Los primeros dos datos son rotaciones calculadas en este trabajo de rocas volcánicas.

Localidad	Lat (N°)	Long (O°)	ChRM		Rotación			Edad (Ma)	Ref.
			Dec	Inc	k	$\alpha95$	R		
Sierra Bacatete	28.226	110.466	18.3	36.5	76	11	23	~11	Este trabajo
Valle de Guaymas	27.895	110.611	158.9	-16.7	158	20	18	~11	Este trabajo
Punta Chueca	28.985	112.080	53.3	56.3	597	2	58	6.39	Bennett (2013)
Isla Tiburón	29.170	112.350	355.3	32.7	231	3	0	6.4	Bennett (2013)
Isla Tiburón	29.160	112.350	21.6	37.6	379	2	27	6.4	Bennett (2013)
Punta Chueca	28.990	112.080	53.3	56.3	597	2	58	6.4	Bennett (2013)
Isla Tiburón	29.070	112.490	358.1	38.3	177	6	3	6.4	Oskin <i>et al.</i> (2001)
Isla Tiburón	29.070	112.490	35.6	53.7	188	3	41	6.4	Oskin <i>et al.</i> (2001)
Isla Tiburón	29.050	112.490	22.7	35.1	292	3	28	6.4	Oskin <i>et al.</i> (2001)
Isla Tiburón	29.050	112.490	40.9	61.0	241	3	46	6.4	Oskin <i>et al.</i> (2001)
Isla Tiburón	28.980	112.460	2.6	44.7	217	4	8	6.4	Oskin <i>et al.</i> (2001)
Isla Tiburón	28.980	112.460	23.8	55.6	96	5	29	6.4	Oskin <i>et al.</i> (2001)
Sierra Tinaja del Carmen	28.300	111.180	41.4	44.9	6	19	46	8.9	William-Herman (2013)
Sierra Tinaja del Carmen	28.290	111.180	22.1	53.0	32	9	27	8.9	William-Herman (2013)
Sierra Tinaja del Carmen	28.290	111.170	34.4	51.0	16	12	39	8.9	William-Herman (2013)
Ejido Francisco Villa, Sierra El Aguaje	28.110	111.050	5.0	43.5	18	13	10	9	William-Herman (2013)
Ejido Francisco Villa, Sierra El Aguaje	28.120	111.070	9.0	36.8	5	24	14	9	William-Herman (2013)
Ejido Francisco Villa, Sierra El Aguaje	28.120	111.060	6.4	41.6	61	6	11	9.1	William-Herman (2013)
Bahía San Pedro, Sierra El Aguaje	28.070	111.180	85.6	59.1	74	5	91	9.5	William-Herman (2013)
Bahía San Pedro, Sierra El Aguaje	28.080	111.200	81.4	43.6	87	3	86	9.6	William-Herman (2013)
Bahía San Pedro, Sierra El Aguaje	28.070	111.180	92.5	0.0	209	3	98	9.9	William-Herman (2013)
Ejido Francisco Villa, Sierra El Aguaje	28.120	111.080	1.7	35.5	59	8	7	10	William-Herman (2013)
Bahía San Pedro, Sierra El Aguaje	28.070	111.190	84.9	37.8	158	4	90	10	William-Herman (2013)
Bahía San Pedro, Sierra El Aguaje	28.070	111.190	100.4	1.1	65	7	105	10	William-Herman (2013)
Ejido Francisco Villa, Sierra El Aguaje	28.110	111.030	37.0	31.0	35	10	42	10.1	William-Herman (2013)
Ejido Francisco Villa, Sierra El Aguaje	28.110	111.090	3.7	54.9	278	3	9	10.15	William-Herman (2013)
Sierra Bacha	29.636	112.274	3.5	39.4	125	4	9	10.6	Darin <i>et al.</i> (2016)
Cerro Tetakawi, San Carlos	27.950	111.070	73.5	36.0	83	5	79	11.5	William-Herman (2013)
Rancho las Liebres, San Carlos.	27.990	111.030	75.8	49.1	157	4	81	11.6	William-Herman (2013)
Rancho las Liebres, San Carlos.	27.990	110.990	56.4	46.9	57	7	61	11.6	William-Herman (2013)
Rancho las Liebres, San Carlos.	27.990	110.990	54.4	48.1	85	5	59	11.65	William-Herman (2013)
Sierra Bacha	29.581	112.302	355.0	20.7	229	5	-1	11.7	Darin <i>et al.</i> (2016)
Rancho las Liebres, San Carlos.	27.990	111.030	62.6	49.0	53	8	68	11.7	William-Herman (2013)
Rancho las Liebres, San Carlos.	28.000	110.990	22.5	52.7	219	3	28	11.7	William-Herman (2013)
Rancho las Liebres, San Carlos.	27.990	110.990	54.6	33.9	78	5	60	11.7	William-Herman (2013)
Rancho las Liebres, San Carlos.	27.990	110.990	50.6	50.6	100	5	56	11.7	William-Herman (2013)
Rancho las Liebres, San Carlos.	28.000	110.990	30.3	41.5	248	11	35	11.75	William-Herman (2013)
Rancho La Huerta, San Carlos	28.010	111.120	94.1	58.6	122	5	99	11.8	William-Herman (2013)
Rancho La Huerta, San Carlos	28.010	111.110	80.0	23.7	354	3	85	11.8	William-Herman (2013)
Rancho La Huerta, San Carlos	27.970	111.090	57.9	48.2	369	3	63	11.8	William-Herman (2013)
Rancho La Huerta, San Carlos	27.970	111.090	92.8	64.6	77	7	98	11.8	William-Herman (2013)
Rancho Palofierro, San Carlos	28.000	111.090	31.8	7.8	122	4	37	11.8	William-Herman (2013)
Rancho Palofierro, San Carlos	28.000	111.090	47.4	13.1	73	6	52	11.8	William-Herman (2013)
Rancho las Liebres, San Carlos.	27.990	111.030	62.4	47.6	181	3	67	11.8	William-Herman (2013)
Rancho las Liebres, San Carlos.	28.000	110.990	51.4	44.2	248	10	56	11.8	William-Herman (2013)
Bahía de Kino	28.919	112.032	209.0	-20.4	33	9	33	12.5-10 Ma	Bennett (2013)
Bahía de Kino	28.924	112.024	220.0	-1.2	256	2	44	12.5-10 Ma	Bennett (2013)
Bahía de Kino	28.931	112.042	211.0	-26.9	25	9	35	12.5-10 Ma	Bennett (2013)
Isla Tiburón	29.160	112.320	239.5	-13.1	-548	1	64	12.5-10 Ma	Bennett (2013)
Sierra Bacha	29.550	112.370	235.5	4.7	181	3	60	~12.6	Darin <i>et al.</i> (2016)
Sur Sierra Libre	28.304	110.989	213.4	-3.1	13	36	38	12.5-10 Ma	Perez-Aguilar (2017)
Sur Sierra Libre	28.303	110.989	197.2	11.9	124	8	21	12.5-10 Ma	Perez-Aguilar (2017)
Sur Sierra Libre	28.304	110.988	61.6	74.6	87	7	67	12.5-10 Ma	Perez-Aguilar (2017)
Sur Sierra Libre	28.303	110.987	329.7	61.4	132	5	-25	12.5-10 Ma	Perez-Aguilar (2017)
Sur Sierra Libre	28.304	110.986	3.9	29.5	51	9	9	12.5-10 Ma	Perez-Aguilar (2017)
Sur Sierra Libre	28.304	110.986	55.8	36.1	68	6	61	12.5-10 Ma	Perez-Aguilar (2017)
Sur Sierra Libre	28.304	110.986	162.4	-33.0	13	27	-13	12.5-10 Ma	Perez-Aguilar (2017)
Sur Sierra Libre	28.304	110.986	102.5	52.9	121	6	108	12.5-10 Ma	Perez-Aguilar (2017)
Isla Tiburón	28.920	112.470	232.9	16.4	23	8	57	12.5-10 Ma	Oskin y Stock (2003)
Isla Tiburón	29.180	112.460	235.1	-15.8	129	5	59	12.5-10 Ma	Oskin <i>et al.</i> (2001)
Isla Tiburón	29.070	112.490	231.3	-1.3	101	5	56	12.5-10 Ma	Oskin <i>et al.</i> (2001)
Isla Tiburón	28.980	112.460	226.0	2.7	122	4	50	12.5-10 Ma	Oskin <i>et al.</i> (2001)
Punta Chueca	29.020	112.080	262.9	-11.6	324	2	87	12.5-10 Ma	Oskin <i>et al.</i> (2001)
Bahía de Kino	28.880	112.010	245.6	-10.4	138	4	70	12.5-10 Ma	Oskin <i>et al.</i> (2001)
Sierra Bacha	29.583	112.316	228.3	-1.3	908	1	53	~12.6	Darin <i>et al.</i> (2016)

#### 4.7 Magmatismo y tectónica.

En la región de estudio, los CGS y las unidades volcánicas que los encajonan, son casi contemporáneos y derivan de magmas diferenciados relacionados genéticamente (Velderrain-Rojas, 2016; Velderrain Rojas *et al.*, 2018), lo que permite proponer, que resultan de un reservorio magmático común, es decir una cámara magmática ubicado en niveles más profundos que alimentan el sistema. Sin embargo, el emplazamiento subvolcánico en este contexto, puede indicar una etapa particular, dentro del desarrollo del *rift* oblicuo, donde la deformación de primeras y abundantes manifestaciones volcánicas, son posteriormente deformadas, dando paso a otros ascensos magmáticos que son detenidos formando un reservorio somero. El modelo aquí propuesto para el emplazamiento de los CGS, por medio de un sistema conjugado Riedel, agrupa a todas las estructuras reconocidas en la región (Fig. 45). En este modelo, se propone que una rotación horaria y una nueva grieta de tensión se formó al continuar el cizallamiento dextral (Hempton, 1986; Lisle, 2013). Bajo este esquema, la nueva grieta de tensión explicaría, la orientación casi N-S de los CGS en la localidad de la Sierra El Aguaje (SEA), así como el último episodio de volcanismo fisural que se emplazó en una dirección, similar a la de los CGS originalmente, siguiendo una nueva familia de fallas normales (Roldán-Quintana *et al.*, 2004), desarrollada como fallas extensionales. Las rotaciones de este último episodio volcánico, justifican la incipiente tectónica transtensiva inicial propuesta en los modelos de Darin *et al.*, (2016). Sin embargo, en todo caso, esta deformación no comenzaría a los 9 Ma en el proto-Golfo, como se propuso en la región de estudio, sino que en la región de estudio habría iniciado al menos ca. 10.5 Ma, de acuerdo a las edades primeras edades del último episodio del volcanismo fisural (Mora-Alvarez y McDowell, 2004). De acuerdo con el modelo propuesto para la evolución tectónica, la formación de familias subsecuentes de grietas de tensión, correspondería a las últimas etapas de la tectónica transtensiva en continente.

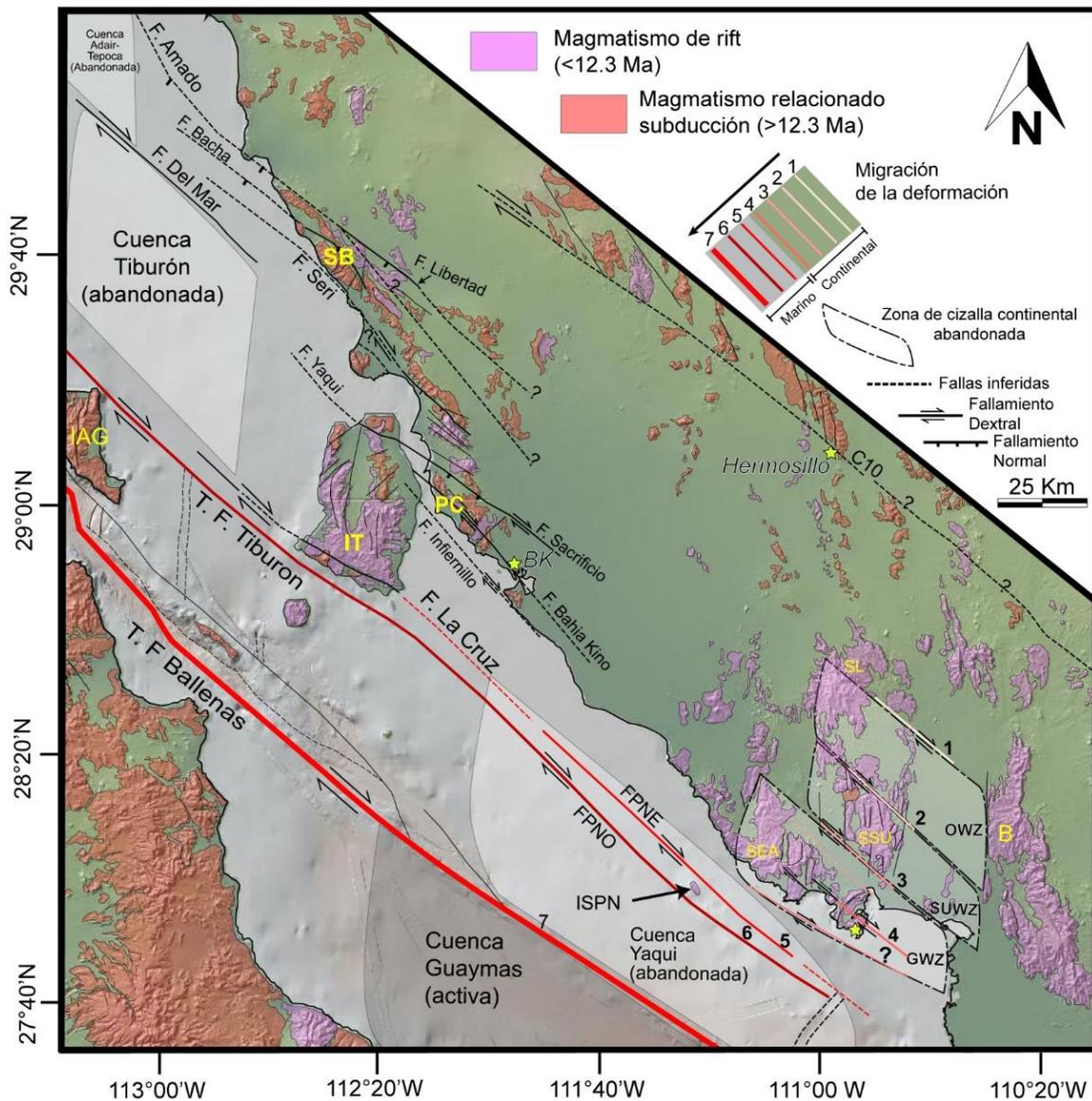
#### 4.8 Evolución tectónica del *rift* oblicuo en la parte central del Golfo de California.

Durante el periodo de migración del límite de placas, el *rift* oblicuo provocó una deformación tectónica que se concentró en Sonora, generando fallas de rumbo y de fallamiento normal (~12 Ma), en una corteza previamente adelgazada (Ferrari *et al.*, 2018), mientras que a los 6 Ma, la deformación y el límite de placas se focalizó en el Golfo de

California (Oskin *et al.*, 2001). Esta deformación estuvo acompañada por el desplazamiento de las placas de ~600 km, de los cuales, ~300 km fueron en dirección 310°azimutal y que han sido estimados para los últimos 5 Ma, localizados en el Golfo de California, logrados por las fallas transformantes (Oskin *et al.*, 2001). Por otra parte, los distintos modelos, tratan de explicar, cómo, y dónde, el movimiento restante (250-300 km) entre los 12.5 y 6 Ma, ha sido acomodado en el NW de México (Spencer y Normark, 1979; Stock y Hodges, 1989; Fletcher *et al.*, 2007; Bennett *et al.*, 2013; Darin *et al.*, 2016).

Para Sonora se ha propuesto, una incipiente tectónica transtensiva que, comenzó a los 9 Ma en la costa dentro de la PEG (Darin *et al.*, 2016) y que fue acompañada por un desplazamiento de al menos 100 km entre la Sierra Libre y Bahía de Kino (Vidal-Solano *et al.*, 2013). Más al norte, en la Sierra Bacha, se ha encontrado un desplazamiento de 6 km, que ocurre a los 7 Ma (Darin *et al.*, 2016), uno de 20±10 km en la Isla del Tiburón-Bahía de Kino (Oskin y Stock, 2003b), y otro de 41 km en Bahía de Kino-Punta Chueca (Bennett *et al.*, 2013). En la región de estudio la deformación transtensional comienza antes (~12-11 Ma) y muestra un desplazamiento particionado, hacia el azimut ~315°, de 3 ± 1 Km en el SO, de 6 ± 2 Km en el SSU y de 16 ± 6 Km en SG, en función de las estructuras sigmoidales en forma de Z. Sin embargo, los cálculos del desplazamiento en continente, para el periodo 12-5 Ma, son aún insuficientes para completar 255 Km, lo que indica que la deformación, y el desplazamiento, tuvo que continuar hacia otros sectores en el norte de la región.

Los datos en este trabajo, registran una etapa inicial de la deformación transtensional dextral particionada ligada al *rifting* del proto-Golfo de California en Sonora (Wilson *et al.*, 2005) que apoya la hipótesis de una tectónica progresiva y localizada del modelo propuesto por Bennett *et al.*, (2013) y Darin *et al.*, (2016). Nuestros datos indican, que la deformación inició a través de fallas de deslizamiento dextral, que progresivamente migraron hacia el SW, deformando los sectores SO, SSU y SG, hasta llegar al sistema de fallas Pedro Nolasco en el GC (Fig. 48; Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007). La evolución inicial del límite de placas PAC-NAM en la región, originó que la cuenca Yaqui y las fallas transformantes que lo bordean, fuera abandonada por la creación de la nueva cuenca *pull-apart* Guaymas y sus fallas transformantes (Fig. 48).



**Fig. 48** Configuración geológica y tectónica de la región costera de Sonora, mostrando una tectónica extensional progresiva hacia el límite de placas actual PAC-NAM (línea roja gruesa). El área continental fue particionada y progresivamente deformada por tres zonas de cizalla abandonadas: OWZ, Ortíz wrench zone; SUWZ, Santa Úrsula wrench zone; GWZ, Guaymas wrench zone, respectivamente. C10 corresponde a una falla del tipo R de un sistema dextral (Valenzuela y López (2005). B, Sierra Bacatete; SSU, Sierra Santa Úrsula, SEA, Sierra El Aguaje; SL, Sierra Libre; BK, Bahía Kino; CK, Cerro Kino; SS, Sierra Seri; SB, Sierra Bacha; IAG, Isla Ángel de la Guarda; EPNF, East Pedro Nolasco Fault; WPNF, West Pedro Nolasco Fault. Fallas y litología tomadas de Gastil and Krummenacher (1977); Sawlan (1991); Mora-Alvarez and McDowell (2000); Escalona-Alcázar *et al.* (2001); Oskin *et al.* (2001); Calmus *et al.* (2003); Valencia-Moreno *et al.* (2003); Aragón-Arreola *et al.* (2005); Valenzuela y López (2005); Vidal Solano *et al.* (2005); Aragón-Arreola and Martín-Barajas (2007); Bennett *et al.* (2013); Darin *et al.* (2016); Frago-Irino *et al.* (2018).

## CAPÍTULO V

### Conclusiones

El estudio geológico de campo, de gabinete y de laboratorio muestra las características hipabisales del magmatismo granítico estudiado, así como su distribución en cuerpos tabulares aislados, y emplazados en una secuencia volcánica comagmática en la costa sur de Sonora. El conjunto de datos geológicos, geocronológicos y paleomagnéticos, muestran que los CGS corresponden a un extenso pulso magmático, durante el Mioceno tardío (12-11 Ma), bajo el mismo contexto de *rift* oblicuo que caracteriza a la evolución del Golfo de California.

De acuerdo a los resultados geoquímicos, podemos definir que los numerosos afloramientos de CGS, distribuidos en la región costera, pueden considerarse como granitos Tipo A, que están relacionados genéticamente con el volcanismo de *rift*. Esta relación permite además, proponer que los magmas de los CGS, derivan de la cristalización fraccionada de magmas intermedios, que a su vez, derivan de la diferenciación de magmas máficos, que pudieron ser obtenidos de una fuente mantélica relictas, enriquecida o metasomatizada por una anterior subducción.

Los datos estructurales y paleomagnéticos generados muestran, que los Cuerpos Graníticos Subvolcánicos, fueron emplazados en grietas de tensión, orientadas casi N-S, generadas bajo un sistema Riedel de cizalla simple. Este fracturamiento de la corteza provocó una descompresión, facilitando un rápido ascenso del magma hasta niveles someros (<3 km), donde fueron enfriándose rápidamente y produjeron una textura granofírica, así como el desarrollo de cavidades miarolíticas, que denotan la desgasificación del líquido magmático. Su emplazamiento en algunos casos fue subhorizontal y concordante a las rocas volcánicas encajonantes con las que se asocian genéticamente. Posteriormente, los CGS fueron deformados por estructuras sigmoideas ligadas al avance de la tectónica transtensional, rotando sobre el eje vertical de manera diferenciada y en bloques rígidos, que localmente pueden llegar a girar hasta 90° en sentido horario. Esta deformación migró, de forma progresiva, hacia el SW, generando una extensión acumulada en dirección 315° de aproximadamente  $25 \pm 9$  Km.

Finalmente, con la presente investigación, proponemos que, el origen del magmatismo subvolcánico y su deformación, son producto del *rifting* oblicuo, desarrollado bajo la etapa transtensiva inicial del límite de placas PAC-NAM, en ese momento ubicado en continente. Este contexto inició poco antes del emplazamiento de los CGS, a los ca. 12 Ma, y abortó a los ~ 8 Ma, dando paso a nuevas zonas de extensión al Oeste, ubicadas dentro del GC, hasta finalmente, la construcción actual del límite transformante en la Cuenca de Guaymas.

## Bibliografía

- Anderson, C.A., 1950. 1940 E. W. SCRIPPS Cruise to the Gulf of California. Part 1. Geology of Islands and neighboring land areas. Geol. Soc. Am. Mem. 43, 1–51.
- Aragón-Arreola, M., Martín-Barajas, A., 2007. Westward migration of extension in the northern Gulf of California, Mexico. *Geology* 35, 571–574. <https://doi.org/10.1130/G23360A.1>
- Aragón-Arreola, M., Morandi, M., Martín-Barajas, A., Delgado-Argote, L., González-Fernández, A., 2005. Structure of the *rift* basins in the central Gulf of California: Kinematic implications for oblique *rifting*. *Tectonophysics* 409, 19–38. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.08.002>
- Atwater, T., 1989. Plate tectonic history of the northeast Pacific and western North America. *East. Pacific Ocean Hawaii* 21–72. <https://doi.org/10.1130/dnag-gna-n.21>
- Atwater, T., Stock, J., 1998. Pacific-north america plate tectonics of the neogene southwestern united states: An update. *Int. Geol. Rev.* 40, 375–402. <https://doi.org/10.1080/00206819809465216>
- Barker, D.S., 1970. Compositions of Granophyre, Myrmekite, and Graphic Granite. *Geol. Soc. Am. Bull.* 81, 3339–3350.
- Barrera-Guerrero, S., 2011. Contribución al estudio del evento volcánico hiperalcalino del Mioceno Medio en el NW de México: petrología de la Sierra Libre, Sonora. Tesis de Maestría, Universidad de Sonora, 113 p.
- Bennett, S.E.K., 2013. The Role of *Rift* Obliquity in Formation of the Gulf of California [Ph.D. Thesis] University of California-Davis, Davis, 220 p.
- Bennett, S.E.K., Oskin, M.E., 2014. Oblique *rifting* ruptures continents: Example from the Gulf of California shear zone. *Geology* 42, 215–218. <https://doi.org/10.1130/G34904.1>
- Bennett, S.E.K., Oskin, M.E., Dorsey, R.J., Iriondo, A., Kunk, M.J., 2015. Stratigraphy and structural development of the southwest Isla Tiburón marine basin: Implications for latest Miocene tectonic opening and flooding of the northern Gulf of California. *Geosphere* 11, 977–1007. <https://doi.org/10.1130/GES01153.1>
- Bennett, S.E.K., Oskin, M.E., Iriondo, A., 2013. Transtensional *rifting* in the proto-Gulf of California near Bahía Kino, Sonora, México. *Bull. Geol. Soc. Am.* 125, 1752–1782. <https://doi.org/10.1130/B30676.1>
- Bennett, S.E.K., Oskin, M.E., Iriondo, A., 2017. Latest Miocene transtensional *rifting* of northeast Isla Tiburón, eastern margin of the Gulf of California. *Tectonophysics* 719–720, 86–106. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.05.030>
- Besse, J., & Courtillot, V. 2002. Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B11), EPM-6.

- Best, M.G., 2003. Igneous and Metamorphic Petrology. <https://doi.org/10.1180/minmag.1983.047.344.33>
- Bonali, F.L., Tibaldi, A., Pasquaré Mariotto, F., Russo, E., 2018. Interplay between inherited *rift* faults and strike-slip structures: Insights from analogue models and field data from Iceland. *Glob. Planet. Change* 171, 88–109. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2018.03.009>
- Bonini, M., Cerca, M., Moratti, G., López-Martínez, M., Corti, G., Gracia-Marroquín, D., 2017. Early Miocene shortening in the lower Comondú Group in Baja California Sur (México). *Tectonophysics* 719–720, 135–147. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.05.032>
- Bouchez, J. L. 1999). Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies of granitic rocks. In *Granite: from segregation of melt to emplacement fabrics*, pp. 95–1122. Springer, Dordrecht.
- Brown, M., 2013. Granite: From genesis to emplacement. *Bull. Geol. Soc. Am.* 125, 1079–1113. <https://doi.org/10.1130/B30877.1>
- Bryan, S.E., Orozco-Esquivel, T., Ferrari, L., López-Martínez, M., 2013. Pulling apart the Mid to Late Cenozoic magmatic record of the Gulf of California : is there a Comondú Arc ? *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 385. <https://doi.org/10.1144/SP385.8>
- Burchardt, S., 2018. Volcanic and Igneous Plumbing Systems. Understanding Magma Transport, Storage, and Evolution in the Earth's Crust., ELSEVIER. <https://doi.org/10.1016/c2015-0-06837-x>
- Butler, R.F., 1992. Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes, Boston: Bl. ed.
- Calmus, T., Aguillón-Robles, A., Maury, R. C., Bellon, H., Benoit, M., Cotten, J., ... & Michaud, F. 2003. Spatial and temporal evolution of basalts and magnesian andesites (“bajaites”) from Baja California, Mexico: the role of slab melts. *Lithos*, 66(1-2), 77–105.
- Calmus, T., Pallares, C., Maury, R.C., Aguillón-Robles, A., Bellon, H., Benoit, M., Michaud, F., 2011. Volcanic markers of the post-subduction evolution of Baja California and Sonora, Mexico: Slab tearing versus lithospheric rupture of the gulf of California. *Pure Appl. Geophys.* 168, 1303–1330. <https://doi.org/10.1007/s00024-010-0204-z>
- Cañon-Tapia, E. 1997. Aplicaciones petrogenéticas de los minerales magnéticos en las rocas ígneas, GEOS, Unión Geofísica Mexicana.
- Chappel, B.W., White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geol.* 8, 173–174.
- Chappell, B.W., Stephens, W.E., 1988. Origin of infracrustal (I-type) granite magmas. *Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci.* 79, 71–86. <https://doi.org/10.1017/S0263593300014139>
- Clarke, D. B. 1992. Granitoid rocks (Vol. 7). Springer Science & Business Media.
- Cochemé, J.J., 1981. Mise en évidence d'un granite subvolcanique associé aux laves tertiaires

- du Sonora (Mexique). Comptes Rendus l'Academie des Sci. Paris 293, 989–992.
- Cochemé, J.-J., 1985. Le magmatisme cénozoïque dans le nord-ouest du Mexique: cartographie de la région de Yécora-Maicoba-Mulatos; illustration magmatique de la fin d'un régime en subduction et du passage à un régime distensif.
- Copeland, P., Murphy, Michael Andrew, Copeland, P., Currie, C.A., Lawton, T.F., Murphy, Michael A, 2017. Location, location, location: The variable lifespan of the Laramide orogeny Location, location, location: The variable lifespan of the Laramide orogeny. <https://doi.org/10.1130/G38810.1>
- Cruden, A. R., & Weinberg, R. F. 2018. Mechanisms of magma transport and storage in the lower and middle crust—magma segregation, ascent and emplacement. In Volcanic and Igneous Plumbing Systems (pp. 13-53). Elsevier.
- Darin, M.H., Bennett, S.E.K., Dorsey, R.J., Oskin, M.E., Iriondo, A., 2016. Late Miocene extension in coastal Sonora, México: Implications for the evolution of dextral shear in the proto-Gulf of California oblique *rift*. Tectonophysics 693, 378–408. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.04.038>
- Day, R., Fuller, M., Schmidt, V.A., 1977. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence. Phys. Earth Planet. Inter. 13, 260–267. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(77\)90108-X](https://doi.org/10.1016/0031-9201(77)90108-X)
- Dewey, J., Holdsworth, R., Strachan, R.A., 1998. Transpression and transtension zones. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 135, 1–14.
- Dorsey, R.J., 2010. Sedimentation and crustal recycling along an active oblique-*rift* margin: Salton Trough and northern Gulf of California. Geology 38, 443–446. <https://doi.org/10.1130/G30698.1>
- Dorsey, R.J., Flurette, A., McDougall, K., Housen, B.A., Janecke, S.U., Axen, G.J., Shirvell, C.R., 2007. Chronology of Miocene-Pliocene deposits at Split Mountain Gorge, Southern California: A record of regional tectonics and Colorado River evolution. Geology 35, 57–60. <https://doi.org/10.1130/G23139A.1>
- Druguet, E., 2019. Deciphering the presence of axial-planar veins in tectonites. Geosci. Front. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2019.02.005>
- Dumble, E.T., 1900. Notes on the geology of Sonora, Mexico. Am. Inst. Min. Eng. 29, 122–152.
- Dunlop, D. J., & Özdemir, Ö. 2001. Rock magnetism: fundamentals and frontiers (Vol. 3). Cambridge university press. 595 p.
- Eby, G.N., 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. Geology 20, 641–644. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020b0641:CSOTATN2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020b0641:CSOTATN2.3.CO;2).
- Escalona-Alcázar FdJ, Delgado-Argote, L. A., López-Martínez, M., & Rendón-Márquez, G. 2001. Late Miocene volcanism and marine incursions in the San Lorenzo Archipelago, Gulf of California, Mexico. Rev Mex Cienc Geol, 18, 111-128.

- Fenn, P.M., 1986. On the origin of hraphic granite. *Am. Mineral.* 71, 325–330..
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Orozco-Esquivel, T., Bryan, S.E., Duque-Trujillo, J., Lonsdale, P., Solari, L., 2013. Late Oligocene to middle miocene *rifting* and synextensional magmatism in the southwestern sierra madre occidental, Mexico: The beginning of the Gulf of California *rift*. *Geosphere* 9, 1161–1200. <https://doi.org/10.1130/GES00925.1>
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Bryan, S.E., López-Martínez, M., Silva-Fragoso, A., 2017. Cenozoic magmatism and extension in western Mexico: Linking the Sierra Madre Occidental silicic large igneous province and the Comondú Group with the Gulf of California *rift*. *Earth-Science Rev.* 183, 115–152. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.04.006>
- Fielding Reid, H., Morris Davis, W., Lawson, A.C., Ransome, F.L., 1913. Report of the committee on the nomenclature of faults. *Bull. Geol. Soc. Am.* 24, 163–186.
- Fletcher, J.M., Grove, M., Kimbrough, D., Lovera, O., Gehrels, G.E., 2007b. Ridge-trench interactions and the Neogene tectonic evolution of the Magdalena shelf and southern Gulf of California: Insights from detrital zircon U-Pb ages from the Magdalena fan and adjacent areas. *Bull. Geol. Soc. Am.* 119, 1313–1336. <https://doi.org/10.1130/B26067.1>
- Flores, T., 1929. Perfil Geológico (Segunda Parte), levantado entre Guaymas y Nogales, según la vía del F.C. SUD-PACÍFICO de México. *Bol. Soc. Geol. Mex.* 49, 1–29.
- Fossen, H., Tikoff, B., 1998. Extended models of transpression and transtension, and application to tectonic settings. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 135, 15–33. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1998.135.01.02>
- Fossen, H., Tikoff, B., Teyssier, C., 1994. Strain modeling of transpressional and transtensional deformation. *Nor. Geol. Tidsskr.* 74, 134–145.
- Fournier, M., Petit, C., 2007. Oblique *rifting* at oceanic ridges: Relationship between spreading and stretching directions from earthquake focal mechanisms. *J. Struct. Geol.* 29, 201–208. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2006.07.017>
- Fragoso-Irineo, A., Martínez-Retama, S., Vega-Granillo, R., 2018. Estudio gravimétrico y modelo estructural del Valle de San José de Guaymas, Sonora, México. *GEOS, Unión Geofísica Mex.* 38, 1–17.
- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., Frost, C.D., 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *J. Petrol.* 42, 2033–2048. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>
- Gans, P.B., 1997. Large-magnitude Oligo-Miocene extension in southern Sonora: Implications for the tectonic evolution of northwest Mexico. *Tectonics* 16, 388–408. <https://doi.org/10.1029/97TC00496>
- Gans, P.B., Herman, S., Macmillan, I., 2013. Late Miocene (12–6 Ma) transtensional faulting, block rotations, and volcanism during inception of the Gulf of California oblique *rift*, southwestern Sonora, Mexico. *Geol. Soc. Am. Abstr. with Programs.*

- García-Martínez, D., Stanley Molina Garza, R., Quintana, J.R., Mendivil-Quijada, H., 2014. Ca. 13 Ma strike-slip deformation in coastal Sonora from a large-scale, En-echelon, Brittle-ductile, Dextral shear indicator: Implications for the evolution of the California rift. *Geofis. Int.* 53, 435–455. [https://doi.org/10.1016/S0016-7169\(14\)70077-7](https://doi.org/10.1016/S0016-7169(14)70077-7)
- Gastil, R.G., Krummenacher, D., 1977. Reconnaissance geology of coastal Sonora between Puerto Lobos and Bahia Kino. *Bull. Geol. Soc. Am.* 88, 189–198. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1977\)88<189:RGOCSB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1977)88<189:RGOCSB>2.0.CO;2)
- Gastil, R.G., Phillips, R.P., Allison, E.C., 1975. Reconnaissance Geology of the State of Baja California. <https://doi.org/10.1130/mem140-p1>
- Goehring, L., Morris, S.W., 2008. Scaling of columnar joints in basalt. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 113, 1–18. <https://doi.org/10.1029/2007JB005018>
- Gómez-Valencia, A.M., 2014. Evolución espacio-temporal y petrológica del magmatismo Oligoceno-Mioceno en Sonora, México: Énfasis en el magmatismo adakítico relacionado al cese de la subducción. Tesis de Maestría, Universidad de Sonora, 287 p.
- Gómez-Valencia, A.M., Vidal-solano, J.R., López-martínez, M., Vega-granillo, R., Pallares, C., 2015. Petrografía, geoquímica y geocronología del magmatismo orogénico en Rayón: Características petrológicas de los últimos magmas asociados a la subducción en Sonora, México. *Rev. Mex. Ciencias Geológicas* 32, 219–238.
- González-León, C.M., Solari, L., Valencia-Moreno, M., Heimpel, M.A.R., Solé, J., Becuar, E.G., Santacruz, R.L., Arvizu, O.P., 2017. Late Cretaceous to early Eocene magmatic evolution of the Laramide arc in the Nacozari quadrangle, northeastern Sonora, Mexico and its regional implications. *Ore Geol. Rev.* 81, 1137–1157. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.07.020>
- González-León, C.M., Valencia, V.A., López-Martínez, M., Bellon, H., Valencia-Moreno, M., Calmus, T., 2010. Arizpe sub-basin: A sedimentary and volcanic record of Basin and Range extension in north-central Sonora, Mexico. *Rev. Mex. Ciencias Geol.* 27, 292–312.
- Gorton, M. P., Schandl, E. S. 2000. From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. *The Canadian Mineralogist*, 38(5), 1065-1073.
- Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M. B., & Ogg, G. M. (Eds.), 2012. The geologic time scale 2012. ELSEVIER.
- Harker, A. 1909. The natural history of igneous rocks. Macmillan.
- Hausback, B.P., 1984. Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur, Mexico, In: Frizzell V. A. Jr. (Ed). *Geology of the Baja California Peninsula Pacific Section*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Publication 39, 219-236 pp.
- Hempton, M.R., 1986. Experimental fracture, strain and subsidence patterns over an en-echelon strike-slip fault: implications for the structural evolution of pull-apart basins. *METHODS A shear box measuring 183 × 61 × 40 cm with 2.5 cm thick basal plates*

containing en 6chel. Sci. York 8.

- Henry, C.D., Aranda-Gómez, J.J., 1992. The real southern Basin and Range: Mid- to late Cenozoic extension in Mexico. *Geology* 20, 701–704. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0701:TRSBAR>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0701:TRSBAR>2.3.CO;2)
- Henye, T.L., Bischoff, J.L., 1973. Tectonic elements of the southern part of the Gulf of California. *Geol. Surv. Am. Bull.* 84, 315–330.
- Herrero-Bervera, E., Walker, G. P. L., Canon-Tapia, E., & Garcia, M. O., 2001. Magnetic fabric and inferred flow direction of dikes, conesheets and sill swarms, Isle of Skye, Scotland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 106 (3-4), 195-210.
- Hetényi, G., Taisne, B., Garel, F., Médard, É., Bosshard, S., Mattsson, H.B., 2012. Scales of columnar jointing in igneous rocks: Field measurements and controlling factors. *Bull. Volcanol.* 74, 457–482. <https://doi.org/10.1007/s00445-011-0534-4>
- Hrouda, F., Ježek, J., Chadima, M., 2020. Anisotropy of out-of-phase magnetic susceptibility as a potential tool for distinguishing geologically and physically controlled inverse magnetic fabrics in volcanic dykes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 307, 106551.
- Hunt, C.P., Moskowitz, B.M., Banerjee, S.K., 1995. *Magnetic Properties of Rocks and Minerals. Am. Geophys. Union Rock Phys. Phase Relations A Handb. Phys. Constants* 3. <https://doi.org/doi.org/10.1029/RF003p0189>
- Hutton, D.H.W., 1988. Igneous emplacement in a shear-zone termination: the biotite granite at Strontian, Scotland. *Geol. Soc. Am. Bull.* 100, 1392–1399. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1988\)100<1392:IEIASZ>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1988)100<1392:IEIASZ>2.3.CO;2)
- Hutton, D.H.W., 2009. Insights into magmatism in volcanic margins: Bridge structures and a new mechanism of basic sill emplacement - Theron Mountains, Antarctica. *Pet. Geosci.* 15, 269–278. <https://doi.org/10.1144/1354-079309-841>
- Izbekov, P., Gardner, J.E., Eichelberger, J.C., 2004. Comagmatic granophyre and dacite from Karymsky volcanic center, Kamchatka: Experimental constraints for magma storage conditions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 131, 1–18. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(03\)00312-3](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(03)00312-3)
- Jelinek, V., 1978. Statical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measured on groups of specimens. *Stud. Geophys. Geod.* 22, 50–62. <https://doi.org/10.1007/BF01613632>
- Jelinek, V., 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics* 79, 63–67. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(81\)90110-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90110-4)
- Johnpeer, G.D., 1977. Reconnaissance geology and petrology of the Guaymas area, Sonora, Mexico. [M.S Thesis] Arizona State University.
- Karig, D.E., Jansky, W., 1972. The Proto-Gulf of California. *Earth Planet. Sci. Lett.* 17, 169–174. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(72\)90272-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(72)90272-5)
- King, R.E., 1939. Geological reconnaissance in northern Sierra Madre Occidental of Mexico.

- Bull. Geol. Soc. Am. 50, 1625–1722. <https://doi.org/10.1130/GSAB-50-1625>
- Korme, T., Chorowicz, J., Collet, B., Bonavia, F., 1997. Volcanic vents rooted on extension fractures and their geodynamic implications in the Ethiopian *Rift*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 79, 205–222. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(97\)00034-6](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(97)00034-6)
- Le Maitre, R.W., Edit., 2002. Igneous Rocks. A classification and glossary of Terms. Cambridge. University press. 254 p.
- Lewis, J.L., Day, S.M., Magistrale, H., Castro, R.R., Astiz, L., Rebollar, C., Eakins, J., Vernon, F.L., Brune, J.N., 2001. Crustal thickness of the Peninsular Ranges and Gulf Extensional Province in the Californias. J. Geophys. Res. Solid Earth 106, 13599–13611. <https://doi.org/10.1029/2001jb000178>
- Lisle, R.J., 2013. Shear zone deformation determined from sigmoidal tension gashes. J. Struct. Geol. 50, 35–43. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2012.08.002>
- Lizarralde, D., Axen, G.J., Brown, H.E., Fletcher, J.M., González-Fernández, A., Harding, A.J., Holbrook, W.S., Kent, G.M., Paramo, P., Sutherland, F., Umhoefer, P.J., 2007. Variation in styles of *rifting* in the Gulf of California. Nature 448, 466–469. <https://doi.org/10.1038/nature06035>
- Llovet, X., 2010. Electron probe microanalysis: principles and applications. Microsc. Microanal. 16, 21–32.
- Lofgren, G., 1971. Spherulitic textures in glassy and crystalline rocks. J. Geophys. Res. 76, 5635–5648. <https://doi.org/10.1029/jb076i023p05635>
- Lowenstern, J.B., Clyne, M.A., Bullen, T.D., 1997. Comagmatic A-type granophyre and rhyolite from the Alid volcanic center, eritrea, northeast Africa. J. Petrol. 38, 1707–1721. <https://doi.org/10.1093/ptroj/38.12.170>
- Lowrie, W., 1990. Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties. Geophysical Research Letters, 17(2), 159–162.
- Ludwig, K.R., 2012. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronol. Center, Spec. Publ. 4, 71.
- Lugo Zazueta, R.E., 2012. Thermochronology of the Basin and Range and Gulf of California extensional provinces, Sonora, México. (PhD Thesis) The University of Melbourne.
- Mackenzie, W.S., Donaldson, C.H., Guilford, C., 1996. Atlas de rocas ígneas y sus texturas. Massonn, S. A., Barcelona 154 p.
- MacLellan, H.E., Trembath, L.T., 1991. The role of quartz crystallization in the development and preservation of igneous texture in granitic rocks: experimental evidence at 1 kbar. Am. Mineral. 76, 1291–1305.
- Maniar, P. D., & Piccoli, P. M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. Geological society of America bulletin, 101(5), 635-643.
- Martin, R.F., 2006. A-type granites of crustal origin ultimately result from open-system fenitization-type reactions in an extensional environment. Lithos 91, 125–136.

<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.03.012>

- McCaffrey, K.J.W., Petford, N., 1997. Are granitic intrusions scale invariant? *J. Geol. Soc. London* 154, 1–4.
- McDowell, F.W., Keizer, R.P., 1977. Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango City and Mazatlan, Mexico. *Bull. Geol. Soc. Am.* 88, 1479–1487. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1977\)88<1479:TOMVIT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1977)88<1479:TOMVIT>2.0.CO;2)
- McDowell, F.W., Roldán-Quintana, J., Amaya-Martínez, R., 1997. Interrelationship of sedimentary and volcanic deposits associated with Tertiary extension in Sonora, Mexico. *Bull. Geol. Soc. Am.* 109, 1349–1360. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1997\)109<1349:IOSAVD>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1997)109<1349:IOSAVD>2.3.CO;2)
- McDowell, F.W., Roldán-Quintana, J., Connelly, J.N., 2001. Duration of Late Cretaceous – early Tertiary magmatism in east-central Sonora, Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.* 113, 521–531. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2001\)113<0521:DOLCET>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2001)113<0521:DOLCET>2.0.CO;2)
- McQuarrie, N., Wernicke, B. P., 2005. An animated tectonic reconstruction of southwestern North America since 36 Ma. *Geosphere* 1, 147–172. <https://doi.org/10.1130/GES00016.1>
- Miller, N.C., Lizarralde, D., 2013. Thick evaporites and early *rifting* in the Guaymas Basin, Gulf of California. *Geology* 41, 283–286. <https://doi.org/10.1130/G33747.1>
- Miyashiro, A. 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American journal of science*, 274(4), 321-355.
- Molnar, P., 1992. Brace-Goetze Strength Profiles, The Partitioning of Strike-slip and Thrust Faulting at Zones of Oblique Convergence, and the Stress-Heat Flow Paradox of the San Andreas Fault. *Int. Geophys.* 51, 435–459. [https://doi.org/10.1016/S0074-6142\(08\)62833-8](https://doi.org/10.1016/S0074-6142(08)62833-8)
- Moody, J.D., Hill, M.J., 1956. Wrench-Fault Tectonics. *Bull. Geol. Soc. Am.* 67, 1207–1246.
- Moore, D.G., Buffington, E.C., 1968. Transform faulting and growth of the Gulf of California Since the Late Pliocene. *Science*. 161, 1238–1241.
- Mora-Alvarez, G., McDowell, F.W., 2000. Miocene volcanism during late subduction and early *rifting* in the Sierra Santa Ursula of western Sonora, Mexico. *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.* 334, 123–141. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2334-5.123>
- Mora Klepeis, G., McDowell, F.W., 2004. Late Miocene calc-alkalic volcanism in northwestern Mexico : an expression of *rift* or subduction-related magmatism ? *J. South Am. Earth Sci.* 17, 297–310. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2004.08.001>
- Moskowitz BM, Jackson M, and Kissel C (1998) Low-temperature behavior of titanomagnetites. *Earth and Planetary Science Letters* 157: 141–149.
- Nédélec, A., Bouchez, J.-L., 2015. Granite. Petrology, structure, geological setting and metallogeny. Oxford. University Press. 349 p.
- Néel, L., Some theoretical aspects of rock magnetism, *Advan. Phys.*, 4, 191-255, 1955.

- Nourse, J.A., Anderson, T.H., Silver, L.T., 1994. Tertiary metamorphic core complexes in Sonora, northwestern Mexico. *Tectonics* 13, 1161–1182. <https://doi.org/10.1029/93TC03324>
- Oskin M.E., 2002 - Tectonic evolution of the northern Gulf of California, México, deduced from conjugate *rifted* margins of the upper Delfín Basin. PhD thesis California Institute of Technology, Pasadena, 487 p.
- Oskin, M., Stock, J., 2003. Pacific-North America plate motion and opening of the Upper Delfín basin, northern Gulf of California, Mexico. *Bull. Geol. Soc. Am.* 115, 1173–1190. <https://doi.org/10.1130/B25154.1>
- Oskin, M., Stock, J., Martín-Barajas, A., 2001. Rapid localization of Pacific-North America plate motion in the Gulf of California. *Geology* 29, 459–462. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029<0459:RLOPNA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<0459:RLOPNA>2.0.CO;2)
- Özdemir, Ö., Dunlop, D.J., 2014. Hysteresis and coercivity of hematite. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 119, 2582–2594. <https://doi.org/10.1002/2013JB010739>
- Pallares, C., Maury, R.C., Bellon, H., Royer, J.Y., Calmus, T., Aguillón-Robles, A., Cotten, J., Benoit, M., Michaud, F., Bourgois, J., 2007. Slab-tearing following ridge-trench collision: Evidence from Miocene volcanism in Baja California, México. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 161, 95–117. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.11.002>
- Paton, C., Woodhead, J.D., Hellstrom, J.C., Hergt, J.M., Greig, A., Maas, R., 2010. Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction. *Geochemistry, Geophys. Geosystems.* <https://doi.org/10.1029/2009GC002618>
- Paz-Moreno, F., 1992. Le volcanisme mio-plio-quadernaire de l'état du Sonora (nord-ouest du Mexique): évolution spatiale et chronologique, implications pétrogénétiques. (PhD Thesis) Aix-Marseille 3. 2012 p., I-IV annexes.
- Pearce, Julian A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C.J. and Norry, M.J. eds. *Continental basalts and mantle xenoliths*, Nantwich, Cheshire: Shiva Publications, pp. 230-249.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.* <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>
- Pérez-Aguilar, L., 2017. Evolución tectono-magmática en la región sur de la Sierra Libre, Sonora, México, y su relación con el Proto-Golfo de California durante el Mioceno Medio-Tardío. (Tesis Maestría en Ciencias-Geología) Universidad de Sonora. 320 pp.
- Petford, N., Lister, J.R., Kerr, R.C., 1994. The ascent of felsic magmas in dykes. *Lithos* 32, 161–168.
- Petrus, J.A., Kamber, B.S., 2012. VizualAge: A Novel Approach to Laser Ablation ICP-MS U-Pb Geochronology Data Reduction. *Geostand. Geanalytical Res.* <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2012.00158.x>

- Phillips, J.C., Humphreys, M.C.S., Daniels, K.A., Brown, R.J., Witham, F., 2013. The formation of columnar joints produced by cooling in basalt at Staffa, Scotland. *Bull. Volcanol.* 75, 1–17. <https://doi.org/10.1007/s00445-013-0715-4>
- Piña-Páez, L. A., 2020. Nuevas evidencias petroectónicas en el área de Los Algodones, San Carlos, Sonora, México: Énfasis en los vestigios volcánicos miocénicos relacionados al Proto-Golfo de California. (Tesis Licenciatura) Departamento de Geología, Universidad de Sonora. 95 p.
- Ramos-Armenta, A.R., 2019. Estudio petrológico y de propiedades magnéticas del microgranito miocénico de la región de Guaymas, Sonora, México [Tesis Licenciatura]. Departamento de Geología, Universidad de Sonora, Mexico, 74 p.
- Rochette, P., Jackson, M.J. and Aubourg, C., 1992. Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *Rev. Geophys.*, 30: 209-226.
- Roldán-Quintana, J., Mora-Klepeis, G., Calmus, T., Valencia-Moreno, M., Lozano-Santacruz, R., 2004. El graben de Empalme, Sonora, México: Magmatismo y tectónica extensional asociados a la ruptura inicial del Golfo de California. *Rev. Mex. Ciencias Geol.* 21, 320–334.
- Roldán-Quintana, J., McDowell, F.W., Delgado-Granados, H., Valencia-Moreno, M., 2009. East-west variations in age, chemical and isotopic composition of the Laramide batholith in southern Sonora, Mexico. *Rev. Mex. Ciencias Geol.* 26, 543–563.
- Rollinson, H. R. (2014). *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation.* . Longman Scientific and Technical, England. 380 p.
- Rong, J., Wang, F., 2016. Metasomatic Textures in Granites. <https://doi.org/10.1007/978-981-10-0666-1>
- Saunders, A.D., Tarney, J., 1984. Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basins. In: Kokelaar, B.P., Howells, M.F. (eds.). *Marginal basin geology.* London, Geological Society, 16 (Special Publications), 59-76.
- Sawlan, M. G. (1991). *Magmatic Evolution of the Gulf of California Rift: Chapter 17: Part III. Regional Geophysics and Geology.*
- Schmidt, K.L., Wetmore, P.H., Alsleben, H., and Paterson, S.R., 2014. Mesozoic tectonic evolution of the southern Peninsular Ranges batholith, Baja California, Mexico: Long-lived history of a collisional segment in the Mesozoic Cordilleran arc, in Morton, D.M., and Miller, F.K., eds., *Peninsular Ranges Batholith, Baja California and Southern California: Geological Society of America Memoir 211*, p. 645–668, DOI:10.1130/2014.1211(20).
- Sun, S.S., 1980. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Philosophical Transactions Royal Society*, A297, 409-445.

- Seiler, C., Fletcher, J.M., Quigley, M.C., Gleadow, A.J.W., Kohn, B.P., 2010. Neogene structural evolution of the Sierra San Felipe, Baja California: Evidence for proto-gulf transtension in the Gulf Extensional Province? *Tectonophysics* 488, 87–109. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.09.026>
- Shannon, J.R., Walker, B.M., Carten, R.B., Geraghty, E.P., 1982. Unidirectional solidification textures and their significance in determining relative ages of intrusions at the Henderson mine, Colorado. *Geology* 10, 293–297. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1982\)10<293:USTATS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1982)10<293:USTATS>2.0.CO;2)
- Sheridan, M.F., Wilson, R.T., JOHNPEER, G., 1979. Geology of the coastal region near Guaymas, Sonora. *Bol. Depto Geol. Uni-Son* 2, 1–15.
- Smethurst, M.A., Briden, J.C., 1988. Palaeomagnetism of Silurian Sediments In W Ireland: Evidence For Block Rotation In the Caledonides. *Geophys. J.* 95, 327–346. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1988.tb00472.x>
- Solari, L.A., Gómez-Tuena, A., Bernal, J.P., Pérez-Arvizu, O., Tanner, M., 2010. U-Pb zircon geochronology with an integrated LA-ICP-MS Microanalytical Workstation: Achievements in Precision and Accuracy. *Geostand. Geoanalytical Res.* 34, 5–18. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2009.00027.x>
- Solari, L.A., Ortega-Obregón, C., Bernal, J.P., 2015. U-Pb zircon geochronology by LAICPMS combined with thermal annealing: Achievements in precision and accuracy on dating standard and unknown samples. *Chem. Geol.* 414, 109–123. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2015.09.008>
- Sosman, R.B., 1916. Types of Prismatic Structure in Igneous. *J. Geol.* 24, 215–234.
- Spencer, J.E., Normark, W.R., 1979. Tosco-Abreojos fault zone: A Neogene transform plate boundary within the Pacific margin of southern Baja California, Mexico. *Geology* 7, 554–557. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1979\)7<554:TFZANT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1979)7<554:TFZANT>2.0.CO;2)
- Stock, J.M., Hodges, V.K., 1989. Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific Plate. *Tectonics* 8, 99–115. <https://doi.org/10.1029/TC008i001p00099>
- Stock, J.M., Lewis, C.J., Nagy, E.A., 1999. The Tuff of San Felipe: An extensive middle Miocene pyroclastic flow deposit in Baja California, Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 93, 53–74. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(99\)00079-7](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(99)00079-7)
- Streckeisen, A., Le Maitre, R.W.L., 1979. A chemical approximation to modal QAPF classification of the igneous rocks: *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen* 136, 169–206.
- Sun, S.-S., McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotope systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D. & Norry, M.J. (eds) *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publications, 42, 313–345, <http://dx.doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Sylvester, A.G., 1988. Strike-slip faults. *Geol. Soc. Am. Bull.* 7606, 1666–1703. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1988\)100<1666](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1988)100<1666)

- Tarling, D.H., 1983. Palaeomagnetism. Principles and Applications in Geology, Geophysics and Archaeology, Chapman an. ed. Universidad de Sonora. <https://doi.org/10.1007/978-94-009-5955-5-2>
- Tauxe, L., Bertram, H., Seberino, C., 2002. Physical interpretation of hysteresis loops: Micromagnetic modelling of fine particle magnetite. *Geochem., Geophys., Geosyst.*, 3, <https://doi.org/10.1029/2001GC000280>.
- Taylor, S. R. & McLennan, S. M. Phil. 1981. *Trans. R. Soc.* A30, 381-399.
- Till, C.B., Gans, P.B., Spera, F.J., MacMillan, I., Blair, K.D., 2009. Perils of petrotectonic modeling: A view from southern Sonora, Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 186, 160–168. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.06.014>
- Torsvik, T.H., Van der Voo, R., Preeden, U., Mac Niocaill, C., Steinberger, B., Doubrovine, P. V., van Hinsbergen, D.J.J., Domeier, M., Gaina, C., Tohver, E., Meert, J.G., McCausland, P.J.A., Cocks, L.R.M., 2012. Phanerozoic Polar Wander, Palaeogeography and Dynamics. *Earth-Science Rev.* 114, 325–368. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.06.007>
- Umhoefer, P.J., Darin, M.H., Bennett, S.E.K., Skinner, L.A., Dorsey, R.J., Oskin, M.E., 2018. Breaching of strike-slip faults and successive flooding of pull-apart basins to form the Gulf of California seaway from ca. 8-6 Ma. *Geology* 46, 695–698. <https://doi.org/10.1130/G40242.1>
- Valencia-Moreno, M., Ruiz, J., Ochoa-Landin, L., Martínez-Serrano, R., Vargas-Navarro, P., 2003. Geochemistry of the Coastal Sonora batholith, Northwestern Mexico. *Can. J. Earth Sci.* 40, 819–831. <https://doi.org/10.1139/e03-020>
- Valencia-Moreno, M., Iriondo, A., González-León, C., 2006. Temporal constraints on the eastward migration of the Late Cretaceous-early Tertiary magmatic arc of NW Mexico based on new <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar hornblende geochronology of granitic rocks. *J. South Am. Earth Sci.* 22, 22–38. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.08.006>
- Valencia-Moreno, M., Ortega-Rivera, A., 2011. Cretácico Tardío-Eoceno Medio en el Noroeste de México - Evolución del Arco Magmático continental y su contexto geodinámico (orogenia Laramide). Calmus, Thierry, ed., *Panor. la Geol. Son. México Univ. Nac. Autónoma México, Inst. Geol. Boletín* 118, cap. 7, p. XXX–XXX, 25 figs.
- Valenzuela, M., Vazques-Lopez., & Radelli, 2005. Sistemas riedel del cenozoico tardio en Sonora, México. *Bol. Depto Geología Uni-Son*, 18(19), 1-58.
- Van der Voo, R., 1990. The reliability of paleomagnetic data. *Tectonophysics* 184, 1–9. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90116-P](https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90116-P)
- Van Wijk, J., Axen, G., Abera, R., 2017. Initiation, evolution and extinction of pull-apart basins: Implications for opening of the Gulf of California. *Tectonophysics* 719–720, 37–50. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.04.019>
- Vargas Navarro, P.P., 2005. La cuenca de Empalme, Sonora: Petrogénesis de las rocas Ígneas Neógenas y su análisis estructural. (Tesis Maestría) UNAM.

- Velderrain-Rojas, L.A., 2014. Contribución al estudio de los eventos volcánicos del Mioceno en la Sierra El Aguaje, porción Costera de Sonora, México. (Tesis Licenciatura) Universidad de Sonora. 121 p.
- Velderrain-Rojas, L.A., 2016. Evolución tectono-magmática en la región de Guaymas, Sonora, México: Relación geodinámica con el Proto-Golfo de California [M.S. Thesis]. Universidad de Sonora, México, 148 p.
- Velderrain Rojas, L.A., Vidal Solano, J.R., Alva Valdivia, L.M., 2018. Intrusive Igneous Bodies Related To the Middle-Late Miocene Oblique *Rift* in Sonora, Mexico. *Geol. Soc. Am. Abstr. with Programs*. 50, 25–26. <https://doi.org/10.1130/abs/2018rm-314399>
- Velderrain Rojas, L.A., Vidal Solano, J.R., Vega-Granillo, R., (2020). Petrogénesis de los granitoides sub-volcánicos del Mioceno Superior en Sonora, México, y su relación con el *rift* del Proto-Golfo de California. 25 Aniversario del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica.
- Vernon, R.H., 2004. A Practical Guide to Rock Microstructure, A Practical Guide to Rock Microstructure. <https://doi.org/10.1017/cbo9780511807206>
- 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(3642), 327-328.
- Vidal-Solano, J. R., 2005, Le volcanisme hyperalcalin d'âge Miocène moyen du nordouest du Mexique (Sonora). *Minéralogie, géochimie, cadre géodynamique: Université Paul Cézanne (Aix-Marseille 3), Thèse de doctorat*, 256 p.
- Vidal-Solano, J.R., Paz Moreno, F.A., Iriondo, A., Demant, A., Cochemé, J.J., 2005. Ignimbrites hyperalcalines d'âge Miocène moyen, dans la région d'Hermsillo (Sonora, Mexique). *Comptes Rendus - Geosci.* 337, 1421–1430. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.08.007>
- Vidal-Solano, J.R., Paz-Moreno, F.A., Demant, A., López-Martínez, M., 2007. Ignimbritas hiperalcalinas del Mioceno medio en Sonora Central: Revaluación de la estratigrafía y significado del volcanismo terciario. *Rev. Mex. Ciencias Geol.* 24, 47–67.
- Vidal-Solano, J.R., Lapierre, H., Stock, J.M., Demant, A., Paz, F.A., Bosch, D., Brunet, P., Amortegui, A., 2008. Isotope geochemistry and petrogenesis of peralkaline Middle Miocene ignimbrites from Sonora, Mexico: relationship with continental break-up and the birth of the Gulf of California. *Bull. la Soc. Geol. Fr.* 179, 453–464. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.179.5.453>
- Vidal-Solano, J.R., Lozano Santa Cruz, R., Zamora, O., Mendoza-Cordova, A., Stock, J.M., 2013. Geochemical characteristics of the extensive peralkaline pyroclastic flow deposit of NW Mexico based on conventional and handheld X-ray fluorescence. *Geochemical and tectonic implications in a regional context. J. Iber. Geol.* 39, 121–130. [https://doi.org/10.5209/rev\\_jige.2013.v39.n1.41754](https://doi.org/10.5209/rev_jige.2013.v39.n1.41754)
- Vignerresse, J.L., 1995. Crustal regime of deformation and ascent of granitic magma. *Tectonophysics* 249, 187–202. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(95\)00005-8](https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00005-8)
- Vignerresse, J.L., Tikoff, B., Améglio, L., 1999. Modification of the regional stress field by

- magma intrusion and formation of tabular granitic plutons. *Tectonophysics* 302, 203–224. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00285-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00285-6)
- Vignerresse, J.L., 2004. A new paradigm for granite generation. *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.* 389, 11–22. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2389-2.11>
- Walz, F., 2002. The Verwey transition—a topical review. *Journal of Physics: Condensed Matter*, 14(12), R285.
- Wang, Yun, Forsyth, D.W., Rau, C.J., Carriero, N., Schmandt, B., Gaherty, J.B., Savage, B., 2013. Fossil slabs attached to unsubducted fragments of the Farallon plate. *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.* 110, 5342–5346. <https://doi.org/10.1073/pnas.1214880110>
- Wang, Yuejun, Xing, X., Cawood, P.A., Lai, S., Xia, X., Fan, W., Liu, H., Zhang, F., 2013. Petrogenesis of early Paleozoic peraluminous granite in the Sibumasu Block of SW Yunnan and diachronous accretionary orogenesis along the northern margin of Gondwana. *Lithos* 182–183, 67–85. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.09.010>
- Waters, L.E., Andrews, B.J., 2016. The role of superheating in the formation of Glass Mountain obsidians (Long Valley, CA) inferred through crystallization of sanidine. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 171. <https://doi.org/10.1007/s00410-016-1291-3>
- Waver, B. L. & Tarney, J. 1981. *Earth planet Sci. Lett.* 55, 171-180.
- Weaver, B. L. & Tamey, J. 1982 in *Andesites* (ed. Thorpe. R. S.) 639-661 (Wiley, London)
- Weaver, B., Tarney, J., 1984. Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature*, 310, 575- 557.
- Webber, K.L., Simmons, W.B., Falster, A.U., Foord, E.E., 1999. Cooling rates and crystallization dynamics of shallow level pegmatite-aplite dikes, San Diego County, California. *Am. Mineral.* 84, 708–717. <https://doi.org/10.2138/am-1999-5-602>
- Whalen, J. B. 1983. The Ackley City Batholith, southeastern Newfoundland: evidence for crystal versus liquid-state fractionation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47(8), 1443-1457.
- Whalen, J. B., Currie, K. L., & Chappell, B. W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to mineralogy and petrology*, 95(4), 407-419.
- Whalen, J.B., Hildebrand, R.S., 2019. Trace element discrimination of arc, slab failure, and A-type granitic rocks. *Lithos* 348–349, 105179. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105179>
- Whalen, J.B., Frost C., 2013. The Q-ANOR diagram: A tool for the petrogenetic and tectonomagmatic characterization of granitic suites. In: *Conference: south-central section*, Geological Society of America, at Austin, Texas USA.
- William-Herman, S., 2013. A paleomagnetic investigation of vertical-axis rotations in coastal Sonora, Mexico: Evidence for distributed transtensional deformation during the Proto-Gulf shift from a subduction-dominated to transform-dominated plate boundary in the Gulf of Californ. University of California-Santa Barbara, Santa Barbara (39 p.).

- Wilson, D.S., McCrory, P.A., Stanley, R.G., 2005. Implications of volcanism in coastal California for the Neogene deformation history of western North America. *Tectonics* 24, 1–22. <https://doi.org/10.1029/2003TC001621>
- Wilson, R.T., 1978. Reconnaissance geology and petrology of the San Carlos area, Sonora, México. Arizona State University. Tesis Doctoral. 214 p.
- Winchester J.A., Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements, *Chem. Geol.*, V. 20, pp. 325-345.

## Lista de Figuras

- Fig. 1.** Localización del área de estudio. (a) Mapa tectónico mostrando el límite de placas Pacífico-Norteamérica en el NW de México y el límite de la Provincia Extensional del Golfo (PEG; Oskin y Stock, 2003). BC, Baja California; EUA, Estados Unidos de América. (b) Localización de la zona de estudio dentro de la PEG. Se muestra la configuración tectónica del Golfo de California con las principales fallas activas (línea sólida) e inactivas (línea punteada) y el movimiento relativo de las placas (flechas blancas). F.T., Falla Transformante; SL, Sierra Libre; SSU, Sierra Santa Úrsula; SEA, Sierra El Aguaje; SB, Sierra El Bacatete; OR, Ortíz; IT, Isla Tiburón; SPN, San Pedro Nolasco; BC, Baja California. FSPNE, Falla San Pedro Nolasco Este; FSPNO, Falla San Pedro Nolasco Oeste. 15
- Fig. 2** Modelos de la evolución del proto-Golfo de California modificado de Darin et al., (2016). (a) Modelo “Strain partitioning” propuesto por Stock y Hodges, (1989). (b) Modelo “Distributed transtensión” propuesto por Fletcher et al., (2007). (c) Modelo “Progressive localization” de acuerdo a Darin et al., (2016). MM, Microplaca Magdalena; MG, Microplaca Guadalupe; SMO, Sierra Madre Occidental; SB, San Benito; TA, Tosco Abreojos ..... 21
- Fig. 3** Configuración tectónica actual del Golfo de California. Se muestra el límite de placas PAC-NAM, los límites de las principales provincias fisiográficas y las cuencas activas (color solido) e inactivas (color con achurado), modificado de Oskin y Stock. (2003), y Aragón-Arreola y Martín-Barajas, (2007). MMt Microplaca Monterrey; MG, Microplaca Guadalupe; MM, Microplaca Magdalena; F. SB - TA, Falla San Benito-Tosco Abreojos; B&R, Basin and Range; SMO, Sierra Madre Occidental; PEG, Provincia Extensional del Golfo; DE-Dorsal del Este del Pacífico. A, Alarcón; P, Pescador; F, Farallón; C, Carmen; G, Guaymas; Y, Yaqui; T, Tiburón; D, Delfín; AT, Adair-Tepoca; WC, Wagner Consag; a, Altar; GDC, Golfo de California..... 23
- Fig. 4** Mapa geológico regional de la costa sur de Sonora, México. El mapa fue complementado con estructuras y litologías de Cochemé (1985), Mora-Alvarez y McDowell (2000), Roldán-Quintana *et al.* (2004), Velderrain-Rojas (2014), (2016). Las edades del volcanismo de la costa de Sonora fueron tomadas de Paz-Moreno, (1992), Mora-Alvarez y McDowell, (2000), Roldán-Quintana, (2002), Till *et al.*, (2009), Velderrain-Rojas, (2016). \* Edad de Paz-Moreno, (1992), \*\* y \*\*\* Edades en Velderrain Rojas, *et al.* (2020), \*\*\*\* Edad reportada por Lugo Zazueta (2012). La Tabla 1 muestra el método de cada una de las edades reportadas ..... 27
- Fig. 5** Esquemas que muestra los diferentes tipos de deformación en un sistema divergente. (a) Extensión ortogonal. (b) Strike-slip o fallamiento lateral. (c) Transtensión. Modificado de (Fossen et al., 1994)..... 28
- Fig. 6** (a) Explicación de cizalla simple y cizalla pura. (b) Sistema de fracturas Riedel. .... 29
- Fig. 7** Mecanismo de rotación en una cizalla simple (modificado de Sylvester, 1988; Lisle, 2013). (a) Rotaciones de bloques con cizallas antitéticas internas. (b) Bloques con rotación interna variable. (c) Rotación y evolución de fracturas de extensión T a partir del aumento y la propagación del grado de cizallamiento. .... 29
- Fig. 8.** Esquema de transtensión particionada generado por un sistema de fallamiento horizontal dextral, que muestra las rotaciones en sentido horario de bloques individuales a partir de fallas antitéticas..... 30
- Fig. 9** Fotografías representativas de los afloramientos de los Cuerpos Graníticos Subvolcánicos (CGS) en las distintas localidades en la región costera de Sonora. (a-c) Afloramientos en lomeríos aislados de los CGS. (d-f) CGS en contacto con las rocas volcánicas Terciarias. IG: Intrusivo Granodiorítico. (g) Localización de las fotografías y distribución de los CGS (azul) en las localidades de Sierra el Aguaje (SEA), Guaymas (G) y Sierra Santa Úrsula (SSU). .... 37

<b>Fig. 10</b> Mapa geológico de la localidad de Guaymas .....	38
<b>Fig. 11</b> Mapas geológicos del margen Este del Valle de Guaymas. (a) Mapa geológico de la Sierra Santa Úrsula. (b) Mapa geológico del norte de la Sierra Santa Úrsula, en el poblado de Ortíz.....	39
<b>Fig. 12</b> (a) Mapa geológico del centro del Valle de Guaymas. (b) Mapa geológico de la región norte de la Sierra El Bacatete. (c) Mapa geológico de la Sierra El Aguaje. (d) Localización de los mapas geológicos a, b y c en la región costera de Sonora.....	40
<b>Fig. 13</b> (a) Estructuras prismáticas. (b) Foliación magmática. (c) Cavidades miarolíticas rellenas de cuarzo. ....	41
<b>Fig. 14</b> Aspecto macroscópico de los CGS. (a) Estructura en cola de caballo. (b) Falla con estrías que indican un desplazamiento normal. (c) Tamaño de grano fino (< 1mm). (d) Tamaño de grano medio (1-5 mm). (e) Cúmulo de ferromagnesianos. (f) Cúmulo de ferromagnesianos que llega a medir hasta 30 cm. (g) Enclave de roca intermedia.....	42
<b>Fig. 15</b> Características petrográficas de los CGS. (a-b) Textura porfídica y textura sieve en FA. (c) Óxidos de Hierro-Titanio. (d) Acículas de Qz. (e) Microgranito de grano medio. (f) Fayalita como mineral accesorio. (g) Textura granofírica. (h-i) Cúmulo de ferromagnesianos en luz polarizada y luz natural.....	44
<b>Fig. 16.</b> (a) Láminas delgadas en luz natural (izquierda) y luz polarizada (derecha) de un microgranito de la localidad de Empalme. Los números 1, 2, 3, 4 son para indicar los gráficos EDS correspondientes para cada mineral. (b) Gráficos EDS de la muestra Guay16-43. Los diagramas de de silimanita y clinopiroxeno muestran las curvas de minerales representativos para su comparación (tomados de <a href="http://www.sfu.ca/~marshall/sem/mineral.htm">http://www.sfu.ca/~marshall/sem/mineral.htm</a> ) .....	45
<b>Fig. 17</b> Características petrográficas de las unidades volcánicas encajonantes y diques. (a) Lava dacítica de textura porfídica de FA y Pl. (b) Lava dacítica microcristalina porfídica de Pl. (c) Dique microcristalino porfídico de FA+PX.....	46
<b>Fig. 18</b> Diagramas de clasificación geoquímica para los CGS de los sectores estudiados. Se muestran los campos del magmatismo de rift de la costa de Sonora y de los intrusivos cretácicos laramídicos. SSU: Sierra Santa Úrsula; SEA, Sierra El Aguaje; SB, Sierra El Bacatete; VG, Valle de Guaymas. (a) Diagrama de clasificación normativa QAP (Streckeisen y Le Maitre, (1979) con los límites propuestos por Whalen y Frost (2013). (b) Diagrama de elementos traza de Winchester y Floyd (1977). (c): Diagrama que muestra el índice de contenido en alúmina (Maniar y Piccoli, 1989). La línea punteada marca el campo de ligeramente hiperaluminoso (Chappell y White, 1974). (d) Diagrama discriminatorio SiO <sub>2</sub> vs. FeO <sub>t</sub> /MgO (Miyashiro, 1974).....	49
<b>Fig. 19</b> (a-b) Diagrama multielemental de elementos traza normalizado a MORB (Pearce et al., 1983). (c) Diagrama de tierras raras normalizado a condrita. Sun y McDonough (1989). Ver simbología en la Fig. 18.....	50
<b>Fig. 20</b> (a) Diagrama Rb vs. Y+Nb de discriminación tectónica (Pearce et al, 1984). (b) Diagrama de discriminación tectónica Th/Ta vs. Yb (Gorton y Schandl, 2000). Ver simbología en Fig. 17. (c) Diagrama Y/Nb vs. Yb/Ta (Eby, 1992) que mostrando la distribución de rocas Tipo A. OIB: Ocean Island Basalt; IAB: Island Arc Basalts.....	51
<b>Fig. 21</b> Diagramas Harker, (1909) de elementos mayores para los CGS reportados en la literatura para la región costera de Sonora. ....	52
<b>Fig. 22</b> Diagramas de discordia U-Pb de las muestras representativas de los CGS de la costa de Sonora. ....	54
<b>Fig. 23</b> Gráfica de grado de anisotropía (Pj) vs. Km. IBS, Intrusivos de baja susceptibilidad; IAS, Intrusivos de alta susceptibilidad. ....	56

<b>Fig. 24</b> Diagrama k-T mostrando la temperatura de Curie de muestras representativas de los microgranitos. (a, b) Diagramas representativos de los IBS. (c, d) Diagramas representativos de los IAS. La temperatura de Curie se determinó calculando la segunda derivada de la curva.....	58
<b>Fig. 25</b> Diagramas representativos de curvas de IRM y ciclos de histéresis para los microgranitos. (a, b) IRM y curva de histéresis de los IBS. (c, d) IRM y curva de histéresis de los IAS.....	59
<b>Fig. 26</b> Diagrama Day para los microgranitos estudiados. SD, dominio sencillo (single domain), PSD, dominio pseudosencillo (pseudo single domain); MD, multidominio (multidomain). .....	59
<b>Fig. 27</b> Diagramas ortogonales en coordenadas geográficas (sin corrección tectónica) que muestran el comportamiento de la desmagnetización de los sitios paleomagnéticos del área de estudio. ....	61
<b>Fig. 28</b> Proyección de igual área de las direcciones paleomagnéticas de los sitios estudiados (a, b) Proyección de los sitios que presentan ya sea foliación magmática o actitud de la roca encajonante para una corrección estructural. La (a) muestra los sitios sin corrección y (b) con corrección estructural (field test) y su dirección media (círculo rosa). (c, d) Proyección de igual área mostrando la prueba de reversibilidad para todos los sitios con la dirección media y la dirección esperada. ....	63
<b>Fig. 29</b> Mapas y gráfica que muestran la distribución de los sitios analizados y las rotaciones calculadas en la región de Guaymas, Sonora, México. (a) Distribución de la rotación por sitio en Guaymas, Sierra Santa Úrsula y Ortíz. El grado de rotación se muestra en color verde, mientras que los círculos negros representan los sitios paleomagnéticos con polaridad normal y los círculos blancos representan una polaridad inversa. (b) Distribución de la rotación en la localidad de la Sierra El Bacatete y el Valle de Guaymas. (c) Histograma de frecuencias y suavizamiento de Kernel (línea roja). .....	65
<b>Fig. 30</b> Escala de polaridad magnética (GPTS) para el Mioceno Superior propuesta por Gradstein et al. (2012) que muestra la relación de las edades reportadas en este trabajo con sus características de polaridad magnética. (A) Muestra el intervalo de la edad del evento intrusivo considerando los errores de las edades isotópicas y las polaridades magnéticas determinadas paleomagnéticamente y (B) la edad constreñida a partir del cálculo del área bajo la PDF (ver texto). * Edad en roca total y ** edad en plagioclasa de Paz-Moreno (1992). ***Muestra de una roca volcánica en el Cerro El Vigía en el sector Guaymas de (Velderrain-Rojas, 2016). I: Polaridad inversa; N: Polaridad normal. ....	66
<b>Fig. 31</b> Fábrica magnética a partir de la Anisotropía de Susceptibilidad Magnética.....	67
<b>Fig. 32.</b> Proyecciones de igual área mostrando las direcciones principales de la AMS. ....	69
<b>Fig. 33</b> Mapas que muestran la fábrica magnética (foliación y lineación). (a) Mapa con la fábrica magnética in-situ. (b) Mapa con la fábrica magnética corregida por las rotaciones calculadas. Note que las correcciones solo implican un cambio en el rumbo de la fábrica magnética y no en la inclinación. Los símbolos grises indican datos donde no se corrigió debido a que no se pudo calcular la rotación.....	72
<b>Fig. 34</b> Mapas que muestran la foliación y lineación magnética corregidas por rotación y estereogramas de igual área de la fábrica magnética, que muestra en línea azul la foliación y lineación magnética en la posición original (aplicando la corrección tectónica) y la línea roja muestra la foliación y lineación magnética después de la rotación tectónica. (a) Valle de Guaymas. (b) Sierra El Bacatete.....	73
<b>Fig. 35.</b> Rotación de los sitios estudiados (círculos en rojo) y dirección preferencial (azimutal) de los afloramientos de los CGS (círculos amarillos) en función de la latitud. La línea verde representa la tendencia media de la dirección de los CGS, mientras que la línea roja representa la media de las rotaciones calculadas. Las líneas punteadas indican los límites de los sectores. SG: Sector Guaymas, SSU: Sector Sierra Santa Úrsula, SO: Sector Ortíz. Las barras horizontales representan el error al	

95% de confianza ( $\alpha 95$ ). Los cuadros representan las muestras de los sitios datados (la explicación de los colores y sus respectivas edades se pueden ver en Fig. 30). ..... 74

**Fig. 36** (a) Diagrama de  $Al_2O_3/TiO_2$  vs.  $CaO/Na_2O$  que muestra los CGS y muestras representativas de un conjunto de granitos Tipo A del rift del Este de África tomados de GEOROC (georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/). Se agregaron dos muestras representativas de granitos Tipo I y granitos Tipo S de Nédelec y Bouchez, (2015). (b-c) Diagramas de discriminación de granitos Tipo A propuestos por Whalen et al. (1987). (d) Diagrama Zr vs.  $SiO_2$  mostrando la diferenciación de los CGS (ver discusión arriba). (e) Diagrama de discriminación tectónica Th/Yb vs. Ta/Yb (Gorton y Schandl. 2000). Las tendencias son de Pearce (1983); s: Enriquecimiento por subducción, c: contaminación cortical, w: enriquecimiento intraplaca, f: cristalización fraccionada. Los cuadros azules representan muestras representativas del volcanismo máfico toleítico de la región costera de Sonora. (f)  $SiO_2$  vs. MALI (modified alkali-lime index,  $Na_2O+K_2O-CaO$ ). Para otra simbología ver Fig. 17. .... 79

**Fig. 37** (a-b) Diagramas multielementales de Sun y McDonald, (1979) normalizado a manto primitivo. n corresponde al número de análisis utilizados tomados de la literatura correspondientes a la costa de Sonora. (c) Diagrama ternario que muestra las tendencias de los magmatismos orogénico y anorogénico de la costa de Sonora. Los datos fueron tomados de Mora-Klepeis y McDowell, (2004), Johnpeer, (1977), Sheridan, (1979), Cochemé, (1981), Valencia-Moreno et al., (2003), Roldán-Quintana, et al. (2004), Vargas-Navarro, (2005), Roldán-Quintana et al., (2009), Barrera-Guerrero, (2011), Gómez-Valencia, (2014); Velderrain-Rojas, (2016), (2014), Perez-Aguilar, (2017). ..... 81

**Fig. 38.** (a-d) Diagramas de variación X-Y, con una relación de  $Zr/TiO_2$  como un índice de diferenciación, contra elementos mayores ( $TiO_2$ ,  $Na_2O$ ,  $CaO$  y  $K_2O$ ). Se graficaron las muestras del volcanismo de rift de la región costera de Sonora con composiciones desde máficas hasta félsicas con edades entre 12.5-8 Ma, tomados de la literatura (Johnpeer, 1977; Sheridan, 1979; Cochemé, 1981; Paz-Moreno, 1992; Mora-Klepeis et al., 2004; Roldán-Quintana et al., 2004; Vargas-Navarro, 2005; Vidal-Solano, 2005; Vidal-Solano et al., 2008; Till et al., 2009; Santa-Barrero, 2012; Gómez-Valencia, 2014; Velderrain-Rojas, 2014, 2016; Pérez-Aguilar, 2017). (e) Diagrama Sr - Rb para los CGS estudiados, mostrando la relación con la CF de Pl. .... 83

**Fig. 39.** Diagrama Sr/Y vs. Th que muestra a los CGS, su distribución y el modelado AFC (ver simbología en Figs. 37 y 38). Las curvas fueron calculadas tanto para la cristalización fraccionada (CF) como para la asimilación y cristalización fraccionada (AFC, por sus siglas en ingles). Cada intervalo en las curvas indica 10% de fraccionamiento. La tasa de asimilación a cristalización fraccionada (R) es de 0.1, 0.2 y 0.3. Los valores promedios de los componentes son: de la corteza inferior (LC) de Weaver y Tarney, (1982), de la corteza media (MC) de Weaver y Tarney, (1981), de la corteza superior (UC) de Taylor y McLennan, (1981) y de N-MORB de Saunders y Tarney (1984), Sun (1980) y Weaver y Tarney, (1984). ..... 86

**Fig. 40.** Gráfica de las edades magmáticas de los CGS en este trabajo (círculos) y las reportadas en la literatura (cuadros), mostrando un rango de edad máximo y mínimo para la ocurrencia de este magmatismo en la región costera de Sonora. El color rojo representa edades U/Pb y el color azul edades Ar/Ar. Se representa una banda geocronológica (rectángulo naranja) y un área punteada en rojo para las edades constreñidas por paleomagnetismo. .... 87

**Fig. 41** Curvas Buffer representando las reacciones minerales de REDOX en un sistema O-Si-Fe (modificado de Best, 2003). El campo rojo indica la fugacidad de oxígeno y temperatura a la cual coexisten los óxidos de hierro de un conjunto de rocas desde andesitas hasta riolitas. El campo verde fuerte indica la zona de temperatura a la cual se desarrolla la textura granofílica. IB: Intrusivos de Baja Susceptibilidad. IAS. Intrusivos de Alta Susceptibilidad. .... 90

**Fig. 42.** Características de estructuras primarias en los CGS. (a) Esquema que muestra la geometría en la formación de columnas de enfriamiento, perpendiculares a la superficie de enfriamiento, y

paralelas a la propagación del calor asociado con un cuerpo magmático emplazado, ya sea como sill (arriba) o dique (abajo), Modificado de Hetényi et al., (2012). (b) Columnas de enfriamiento en un afloramiento de intrusivo hipabisal. En la parte superior es común desarrollar estructuras miarolíticas y foliación magmática. (c) Fotomicrografía representativa de un CGS de grano fino donde desarrolla cuarzo acicular. (d) Estructuras miarolíticas en los CGS estudiados. (e) Fotomicrografía representativa de un CGS de grano medio desarrollando un intercrecimiento de cuarzo+feldespatos, definido como textura granofrítica y micográfica. .... 93

**Fig. 43** (a) Stereoplots de igual área representando los polos de la foliación magmática (puntos azules) y, la estratificación de las rocas volcánicas encajonantes representada en contorno de 1% Area con los planos que muestran la media de los datos (línea negra). SB: Sierra El Bacatete, SO: Sector Ortíz; SSU, Sector Santa Úrsula; SG, Sector Guaymas. (b) Esquema de la dirección de flujo y los segmentos de los sills en formas rectas y geométricas que resaltan un emplazamiento en una roca encajonante frágil (Modificada de Burchardt, 2018). .... 95

**Fig. 44** (a) Ilustraciones que representan una rotación con un eje vertical (arriba) y una rotación con un eje horizontal (abajo). (b) Rotación del eje vertical y del eje horizontal para una dirección media observada de 26° de discordancia con respecto a la dirección media esperada. (c) Rotación del eje vertical y del eje horizontal para una dirección media observada de 92° grados con respecto a la dirección media esperada. .... 96

**Fig. 45** Sistema Riedel que muestra la generación de una grieta de tensión y una grieta de tensión de forma sigmoidal en Z, producto de la evolución y aumento del grado de cizallamiento explicado a partir de la deformación que ocurre en una cizalla simple. .... 97

**Fig. 46** Modelo de emplazamiento y deformación para los CGS de la región costera de Sonora. (a) Modelo esquemático mostrando la primera etapa de la tectónica transtensional que forma grietas de tensión de dirección casi N-S, que provocará un espacio para el emplazamiento del magma, distribuyéndose de manera lateral subhorizontal a oblicua. (b) Etapa final que muestra la generación de estructuras sigmoides a partir de las fracturas generadas inicialmente, por medio del incremento en la deformación. En las estructuras sigmoideas en forma de Z se genera una rotación horaria en la zona central. .... 99

**Fig. 47** Distribución de rotaciones de bloques corticales en el magmatismo de rift entre 12.5-6 Ma de la región costera de Sonora, desde la Sierra El Bacatete hasta la Sierra Bacha. Las gráficas muestran la tendencia de los grados de rotación para las secuencias entre 12.5 -10.5 Ma (verde) y entre 10-6 Ma (azul). Se observa una disminución en la magnitud de la rotación y una migración de la deformación, tanto en latitud, como en longitud. La Tabla 5 muestra los datos paleomagnéticos y las referencias utilizadas. B, Sierra El Bacatete; SSU, Sierra Santa Úrsula; G, Guaymas; SEA, Sierra El Aguaje; SL, Sierra Libre; BK, Bahía de Kino; IT, Isla Tiburón; SB, Sierra Bacha; ISPN, Isla San Pedro Nolasco. .... 102

**Fig. 48** Configuración geológica y tectónica de la región costera de Sonora, mostrando una tectónica extensional progresiva hacia el límite de placas actual PAC-NAM (línea roja gruesa). El área continental fue particionada y progresivamente deformada por tres zonas de cizalla abandonadas: OWZ, Ortíz wrench zone; SUWZ, Santa Úrsula wrench zone; GWZ, Guaymas wrench zone, respectivamente. C10 corresponde a una falla del tipo R de un sistema dextral (Valenzuela y López (2005). B, Sierra Bacatete; SSU, Sierra Santa Úrsula, SEA; Sierra El Aguaje; SL, Sierra Libre; BK, Bahía Kino; CK, Cerro Kino; SS, Sierra Seri; SB, Sierra Bacha; IAG, Isla Ángel de la Guarda; EPNF, East Pedro Nolasco Fault; WPNF, West Pedro Nolasco Fault. Fallas y litología tomadas de Gastil and Krummenacher (1977); Sawlan (1991); Mora-Alvarez and McDowell (2000); Escalona-Alcázar *et al.* (2001); Oskin *et al.* (2001); Calmus *et al.* (2003); Valencia-Moreno *et al.* (2003); Aragón-Arreola

*et al.* (2005); Valenzuela y López (2005); Vidal Solano *et al.* (2005); Aragón-Arreola and Martín-Barajas (2007); Bennett *et al.* (2013); Darin *et al.* (2016); Fragoso-Irineo *et al.* (2018)..... 106

## Lista de Tablas

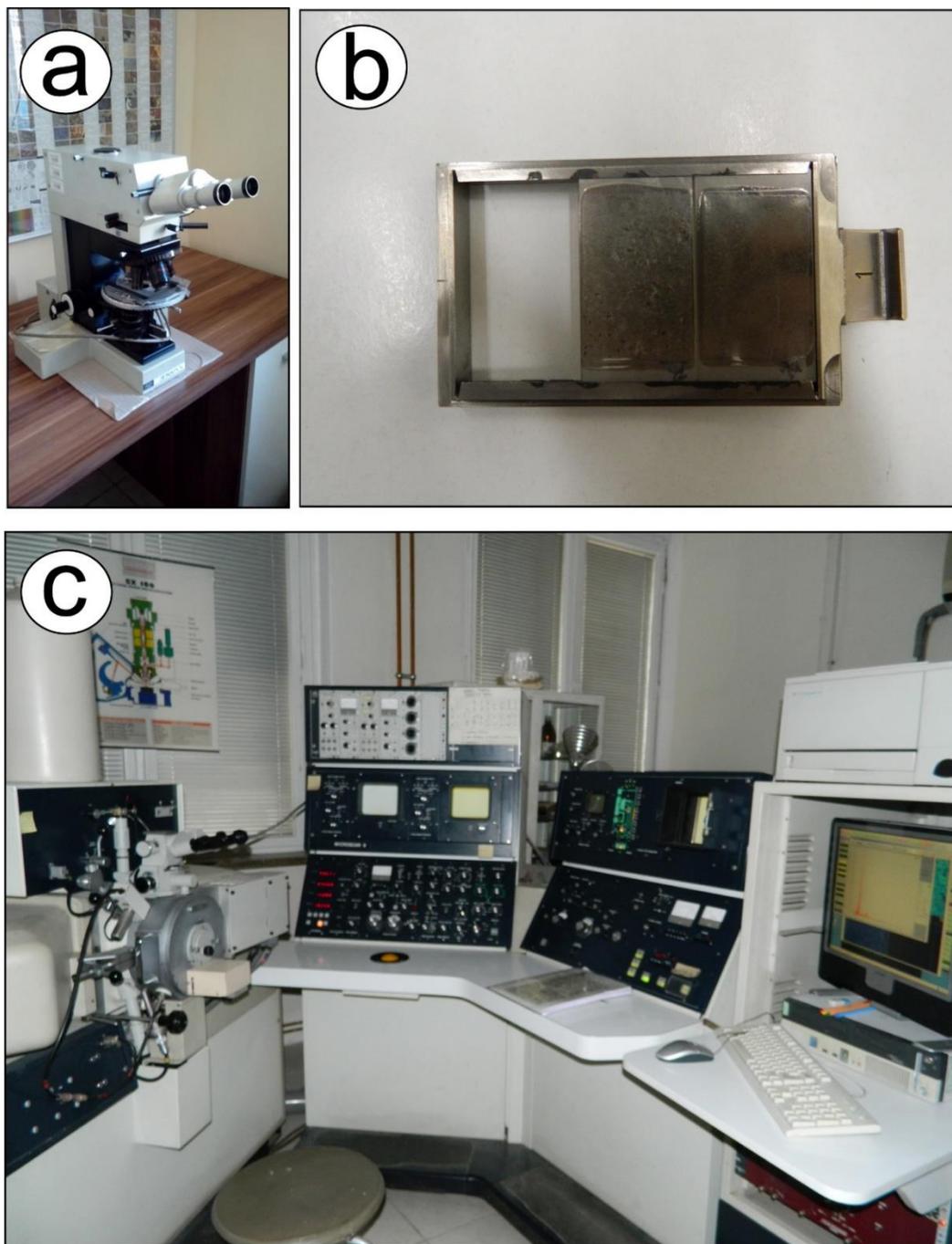
<b>Tabla 1.</b> Edades reportadas para los CGS en la costa de Sonora.....	34
<b>Tabla 2.</b> Resultados de elementos mayores (%) y traza (ppm) por FRX portátil de las rocas estudiadas en la región costera de Sonora. SSU, Sierra Santa Úrsula; VG, Valle de Guaymas; SEA, Sierra El Aguaje, LOD; Limit of detection. ....	47
<b>Tabla 3</b> Resultados paleomagnéticos, rotaciones y el aplanamiento o reducción de la inclinación paleomagnética observada en el bloque rocoso estudiado (F, flattening) producido por el movimiento latitudinal del bloque hacia el polo paleomagnético). Los resultados se muestran para los sitios correspondientes a los microgranitos estudiados en la región costera de Sonora. Lat, long, coordenadas del sitio; N/n es el número total de especímenes y el número de especímenes usados para el análisis; Dec e Inc son la declinación y la inclinación magnética de la dirección característica media calculada para cada sitio en grados (°); k es el parámetro de dispersión y $\alpha_{95}$ es el límite de confianza del 95%; R y F representan la rotación y el aplanamiento de la inclinación y su correspondiente límite de confianza de 95% $\Delta R$ y $\Delta F$ , respectivamente; n e i representan la polaridad normal e inversa determinada a partir de la paleo-latitud.; n. d. son los sitios donde no se pudo determinar la dirección media y/o la rotación debido a la alta dispersión entre los especímenes del sitio analizado; paleolatitud y paleolongitud del VGP; SSU, Sierra Santa Úrsula; SB, Sierra El Bacatete; VG, Valle de Guaymas; IBS, Intrusivos de Baja Susceptibilidad; IAS, Intrusivos de Alta Susceptibilidad. La clave indica el nombre utilizado para otros estudios. ....	62
<b>Tabla 4</b> Resultados de AMS de los CGS estudiados .....	70
<b>Tabla 5</b> Rotaciones de bloques calculada a partir de datos paleomagnéticos en secuencias magmáticas de rift de la región costera de Sonora. Dec e Inc son la declinación y la inclinación medias de la dirección característica en grados (°); k es el parámetro de dispersión y $\alpha_{95}$ es el límite de confianza del 95%; R representa la rotación. Las rotaciones fueron calculadas con respecto al polo de Norte América a los 10 Ma (Torsvik et al., 2012) para las secuencias entre 10-8 Ma. Las rotaciones de las secuencias de ~6 Ma se calcularon con el polo de Norte América de Besse y Courtillot (2002) a los 3.2 Ma. Nota: Los datos están ordenados en orden progresivo de la edad de la roca de 6.4 a 12.6 Ma. Los primeros dos datos son rotaciones calculadas en este trabajo de rocas volcánicas. ....	103

## Anexo 1. Análisis por EDS

### 1.1 Metodología

Se realizó un análisis cualitativo por EDS integrado en una microsonda. Este análisis se llevó a cabo en una muestra representativa del Cuerpo Granítico Subvolcánico (CGS) de la región de estudio (**EMP16-01**). El estudio fue realizado en el *Department of Mineralogy and Petrology* del *Institute of Geological Science* de la Universidad de Wrocław, Polonia.

Para realizar el procedimiento, primero se preparó una sección delgada rectangular de la muestra de roca a analizar. Posteriormente, se escaneó, se realizó un mapeo fotográfico, y por medio de un microscopio petrográfico se seleccionaron las áreas de interés (**Fig. 1a**). Antes de introducir la muestra al equipo analítico, hay que considerar que la mayoría de los minerales de silicato son aisladores eléctricos. Dirigir un haz de electrones a la muestra puede conducir a la carga eléctrica de la muestra, que debe ser disipada. Para esto, antes del análisis, las muestras se recubren típicamente con una capa delgada de un material conductor (el carbono, el oro y el aluminio son los más comunes) por medio de la deposición por evaporación. Una vez que las muestras son colocadas en un soporte, la superficie de la muestra revestida debe ponerse en contacto eléctrico con el soporte. En este caso, las secciones pulidas fueron cubiertas con una capa de grafito, que es delgada y ligera, de modo que la interferencia con el haz de electrones y los rayos x emitidos es mínima (**Fig. 1b**). Después de dos horas, las secciones delgadas se colocaron en la cámara de muestras del equipo analizador (microsonda electrónica), a través de un enclavamiento de vacío y se montaron en la tapa de muestra. Después, se bombeó la cámara de muestra para obtener un alto vacío. Ya montadas las muestras, se seleccionaron las condiciones analíticas adecuadas como la tensión de aceleración y la corriente de haz de electrones y finalmente, se procedió a analizar las áreas de interés. El equipo utilizado trabaja con un sistema semicuantitativo EDS, que está limitado a reconocer diferentes elementos que pueden estar presentes en una muestra desconocida (**Fig. 1c**).

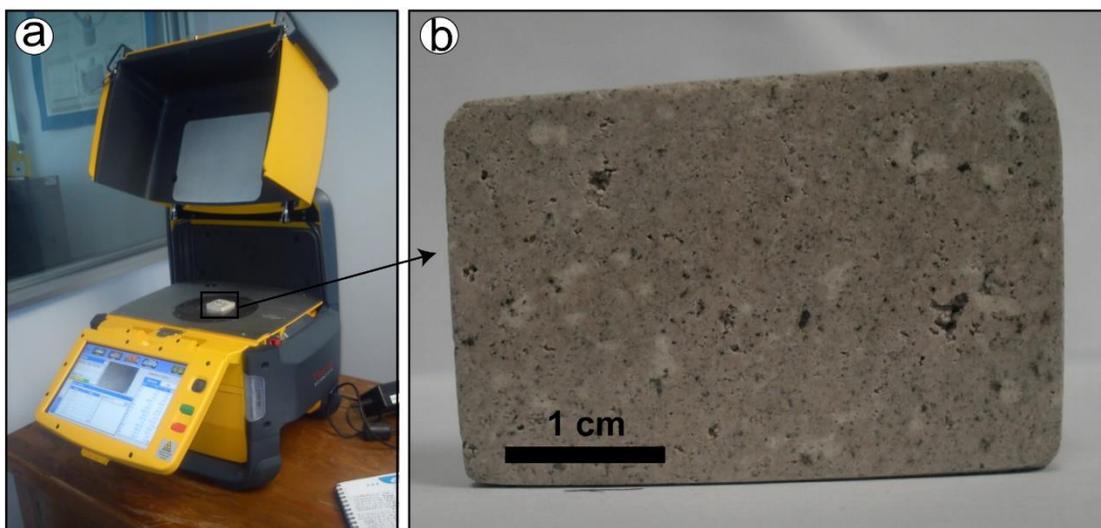


**Fig. 1.** (a) Microscopio petrográfico. (b) Láminas delgadas cubiertas de grafito. (c) Microsonda electrónica de la Universidad de Wrocław.

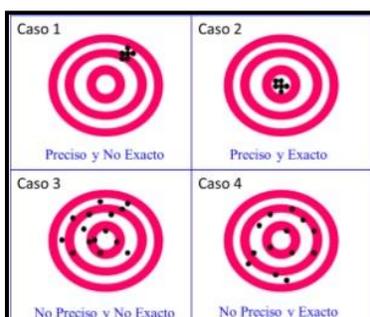
## Anexo 2. Geoquímica de Fluorescencia de Rayos X

### 2.1 Metodología para el análisis estadístico de precisión y exactitud.

Los estudios analíticos de elementos mayores y traza se realizaron en un equipo de Fluorescencia de Rayos X portátil (Fig. 3a) en talones de roca pulida (Fig. 3b). Cada talón de roca fue medido tres veces con un tiempo de medición de 120 segundos utilizando el programa *Test All Geo*.



**Fig. 3.** (a) Talón de roca representativo de un microgranito. (b) Equipo portátil *Thermo Scientific Niton FXL*.



**Fig. 4.** Ejemplos de precisión y exactitud.

Para determinar la incertidumbre de los elementos analizados y seleccionar aquellos elementos más confiables para el análisis y la interpretación, se calculó la medida de precisión y exactitud, utilizando 3 muestras de referencia de los CGS, las cuales ya habían sido medidas anteriormente en un Laboratorio convencional de FRX (Velderrain-Rojas, 2016, 2014; Linares-Puente, 2020). Este cálculo, además, nos mostró la confiabilidad de esta técnica en muestras de roca pulida para la determinación de ciertos elementos.

La medida de precisión se define como la proximidad existente entre los valores medidos obtenidos en mediciones repetidas de un mismo objeto o de objetos similares, bajo condiciones específicas, es decir, que denota simplemente repetibilidad (Fig. 4; JCGM, 2012). Para la medida de precisión se utiliza la desviación estándar relativa (RSD, *Relative*

*standard deviation*) de la media muestral para evaluar la precisión del método, utilizando la siguiente ecuación:

$$RSD = \left( \frac{SD}{MC} \right) \times 100.$$

Donde:

**SD** = Desviación estándar

**MC**=Mean concentration (Promedio de la muestra analizada)

Cuando  $RSD < 20\%$  se considera estadísticamente confiable.

La exactitud se define como la proximidad existente entre un valor medido y un valor verdadero de un mensurando, es decir, que tan cerca están del valor real las mediciones de un sistema de medición (Fig. 3; JCGM, 2012). Una medición es más exacta cuanto más pequeño es el error de medida. La ecuación para determinar la exactitud es:

$$\%D = \left( \frac{C_s - C_k}{C_k} \right) \times 100$$

**%D** = Diferencia porcentual

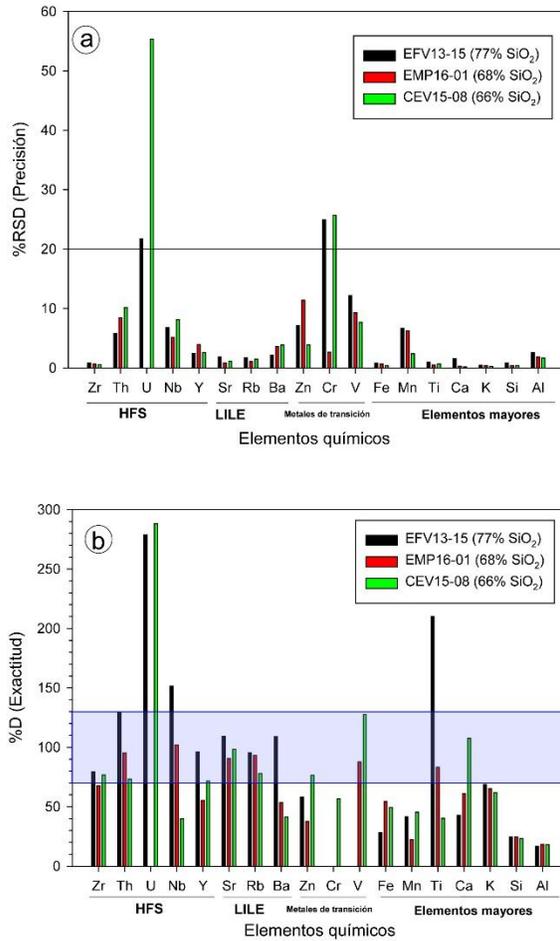
**C<sub>k</sub>** = Concentración certificada de la muestra estándar

**C<sub>s</sub>** = Concentración medida de la muestra

Se considera un dato con buena exactitud cuándo **%D** está dentro de  $\pm 30\%$  del valor certificado para cada análisis. Otra manera de visualizar este dato es utilizando la siguiente fórmula:

$$\%D = \left( \frac{C_k}{C_s} \right) \times 100$$

Donde  $100 \pm 30\%$  se considera aceptable.



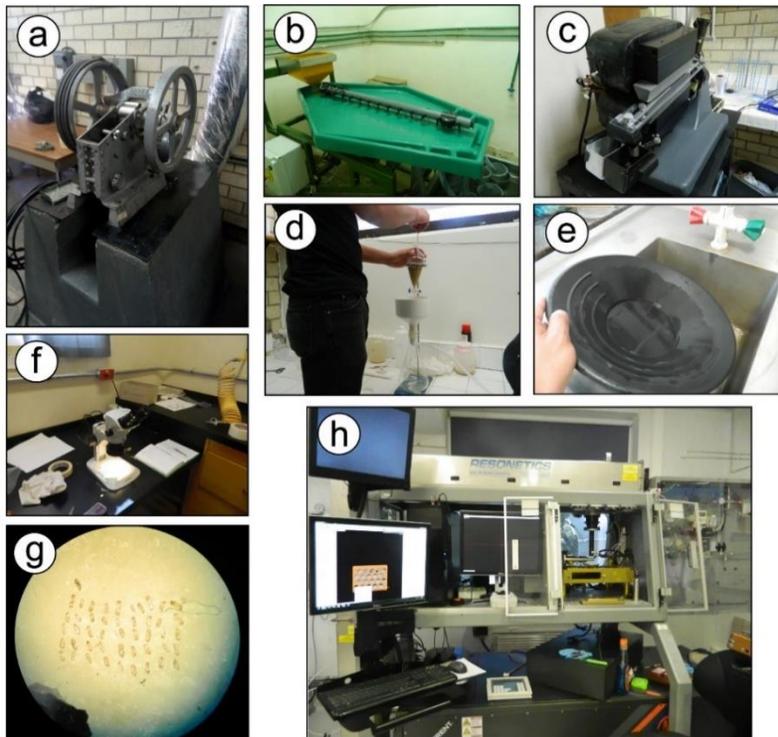
**Fig. 5** (a) Gráfica de precisión de las tres muestras analizadas. La línea negra representa el límite de precisión de datos confiables. (b) Gráfica de exactitud de las tres muestras analizadas. El cuadro azul representa el rango en % para muestras confiables. HFS= *High Field Strength*, LILE= *Large Ion Lithophile Elements*.

Las gráficas de la Fig. 5 muestran que la mayoría de los datos medidos por el equipo de FRX portátil son menor a 20%, a excepción del U y el Cr. Los elementos traza muestran una media de precisión de 5.9%, mientras que los elementos mayores 12%. Por otro lado, la exactitud presenta más variabilidad en los datos. Los elementos traza que se encuentran dentro del rango aceptable para las rocas entre el 77% y 66% de SiO<sub>2</sub>, corresponden a Th, Sr, y Rb con una media de exactitud de 99.7%. Sin embargo, otros elementos traza como Zr, Nb, Y, Ba, Zn y V, presentan solamente buena exactitud en algunas de las muestras. Los elementos mayores presentan un porcentaje de exactitud por debajo del límite inferior (70%), a excepción del Ti (EMP16-01) y el Ca (CEV15-08). Todos los elementos mayores tienen una media de exactitud de 52%.

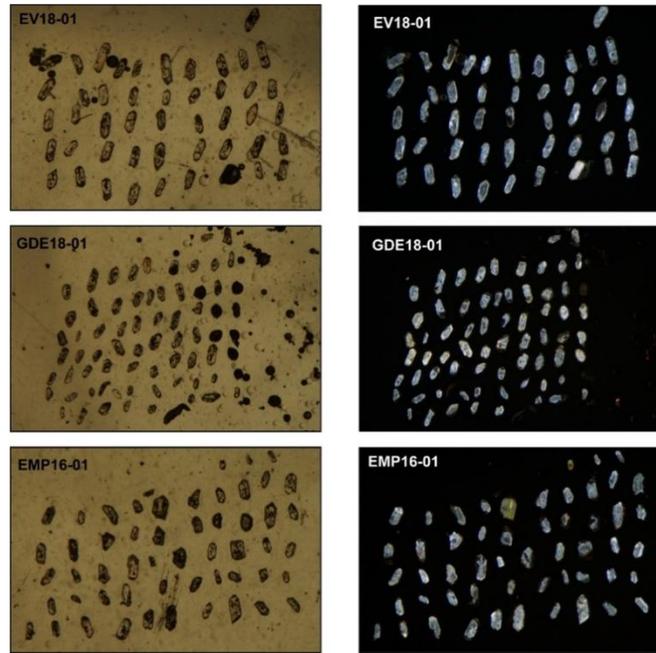




requerido para la separación mineral (Fig. 6d). Este procedimiento fue hecho en la Estación Regional del Noroeste (ERNO) – UNAM. Además de utilizar líquidos pesados para obtener los cristales de zircón, se concentraron los minerales pesados de la fracción triturada y tamizada con bateo (Fig. 6e) y se retiraron los minerales ferromagnéticos con un imán de mano. En la concentración de minerales, los circones se seleccionaron manualmente bajo un microscopio binocular, evitando fracturas y alteración y se montaron en una resina epóxica, dejándolo endurecer y posteriormente fue pulida (Fig. 6f, g). Antes del análisis por ablación láser, las superficies pulidas de los granos de circón fueron fotografiadas en catodoluminiscencia (CL) por medio de un luminoscopio (Fig. 7). Aquí la muestra se pone al vacío y se indican rayos catódicos. Las imágenes de CL y luz reflejada fueron obtenidas con el propósito de elegir los sitios potenciales (sin fracturas o inclusiones) para los análisis de U-Pb. Se analizaron tanto bordes como los centros de los circones.



**Fig. 6.** Metodología para el análisis geocronológico U-Pb en circones. (a) Trituradora de quijada de acero. (b) Mesa Wilfley. (c) Separador Magnético Isodinámico Frantz. (d) Separación de circones por líquidos pesados. (e) Bateo. (f) Microscopio binocular para la selección de granos de circón. (g) Circones montados en resina epóxica. (h) Equipo analítico para U-Pb.



**Fig. 7.** Fotografías en luz reflejada e imágenes de catodoluminiscencia por medio del empleo de un luminoscopio de las muestras analizadas.

### 3.2 Tablas.

La localización de cada muestra se encuentra en la [Tabla 1.](#)

**Tabla 2.** Resultados U-Pb en circones de los CGS de la región costera de Sonora.

Sample	Concentration (ppm)			Isotopic ratios						Age (Ma)					
	Pb	<sup>232</sup> Th	<sup>238</sup> U	Th/U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	±2σ abs	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±2σ abs	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±2σ abs	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±2σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±2σ	Best age (Ma)
EV18-01															
z01	0.2	50	87.9	1.76	0.2200	0.0500	0.0760	0.0170	0.0025	0.0002	15.8	1.2	73.0	16.0	15.8
z02	0.2	33.8	69.2	2.05	0.1830	0.0530	0.0430	0.0100	0.0019	0.0002	12.2	1.4	44.0	11.0	12.2
z03	0.3	43	83.2	1.93	0.3040	0.0430	0.1220	0.0160	0.0031	0.0003	20.1	1.6	116.0	14.0	20.1
z04	0.2	46.81	86.9	1.86	0.2410	0.0450	0.0840	0.0120	0.0027	0.0002	17.1	1.3	81.0	12.0	17.1
z05	0.2	44.33	78.4	1.77	0.1690	0.0460	0.0480	0.0130	0.0020	0.0002	12.6	1.4	47.0	13.0	12.6
z06	0.2	54.3	93.9	1.73	0.1480	0.0340	0.0407	0.0097	0.0021	0.0002	13.2	1.2	40.0	9.4	13.2
z07	2.0	1200	1036	0.86	0.0580	0.0060	0.0143	0.0012	0.0018	0.0001	11.5	0.4	14.4	1.3	11.5
z08	0.3	63.9	110.5	1.73	0.2260	0.0390	0.0720	0.0130	0.0025	0.0002	15.8	1.1	70.0	12.0	15.8
z09	0.2	33.33	65.5	1.97	0.3190	0.0530	0.0990	0.0150	0.0024	0.0003	15.2	1.7	95.0	14.0	15.2
z10	0.4	68.9	105.6	1.53	0.3490	0.0400	0.1250	0.0110	0.0028	0.0002	17.7	1.5	119.0	10.0	17.7
z11	0.3	46.3	121.9	2.63	0.2450	0.0300	0.0760	0.0100	0.0021	0.0002	13.8	1.1	76.2	9.4	13.8
z12	0.9	374	442	1.18	0.0950	0.0110	0.0256	0.0029	0.0019	0.0001	12.4	0.5	25.6	2.8	12.4
z13	0.2	37	82.4	2.23	0.1980	0.0500	0.0610	0.0130	0.0022	0.0002	14.3	1.2	59.0	12.0	14.3
z14	0.2	34.96	68.2	1.95	0.2460	0.0290	0.0880	0.0093	0.0026	0.0002	16.5	1.6	86.9	9.0	16.5
z15	0.3	56	95.3	1.70	0.3170	0.0360	0.1230	0.0100	0.0029	0.0002	18.5	1.2	117.0	9.4	18.5
z16	0.4	32.22	69.6	2.16	0.4920	0.0710	0.3620	0.0490	0.0052	0.0006	33.5	3.8	320.0	34.0	33.5
z17	0.3	46.71	86.9	1.86	0.4030	0.0500	0.1700	0.0160	0.0033	0.0002	21.2	1.5	163.0	15.0	21.2
z18	0.2	45.09	75.82	1.68	0.3430	0.0670	0.1260	0.0220	0.0028	0.0003	18.1	1.8	119.0	20.0	18.1
z19	0.2	50.5	86.4	1.71	0.2620	0.0380	0.0820	0.0100	0.0023	0.0002	14.8	1.2	79.8	9.7	14.8
z20	0.2	61	103.1	1.69	0.0830	0.0290	0.0196	0.0074	0.0020	0.0002	12.8	1.5	19.5	7.4	12.8
z21	0.3	56.42	102.2	1.81	0.2010	0.0310	0.0660	0.0089	0.0025	0.0002	15.8	1.2	64.5	8.4	15.8
z22	0.4	95.8	174.3	1.82	0.1740	0.0230	0.0494	0.0067	0.0021	0.0002	13.3	1.0	48.8	6.5	13.3
z23	0.2	35.9	68.4	1.91	0.1940	0.0430	0.0520	0.0100	0.0022	0.0002	14.1	1.4	51.0	9.9	14.1
z24	0.2	36.8	70.7	1.92	0.2880	0.0460	0.0990	0.0150	0.0028	0.0002	17.7	1.1	98.0	15.0	17.7
z25	0.2	39.41	78.9	2.00	0.2270	0.0480	0.0750	0.0130	0.0026	0.0003	16.4	1.7	75.0	13.0	16.4
z26	0.2	47.8	78.3	1.64	0.1530	0.0270	0.0424	0.0084	0.0020	0.0002	13.1	1.0	41.9	8.2	13.1
z27	0.3	40.8	85.2	2.09	0.3920	0.0480	0.1660	0.0200	0.0032	0.0002	20.5	1.4	154.0	17.0	20.5
z28	0.9	331	296	0.89	0.1040	0.0150	0.0289	0.0043	0.0019	0.0002	12.4	1.1	28.9	4.2	12.4
z29	0.2	41.07	78.2	1.90	0.3170	0.0480	0.1020	0.0150	0.0025	0.0002	16.0	1.1	98.0	14.0	16.0
z30	0.3	44.7	80.5	1.80	0.3420	0.0610	0.1240	0.0160	0.0029	0.0003	18.4	1.6	118.0	14.0	18.4
z31	0.3	71.1	107.6	1.51	0.2400	0.0360	0.0688	0.0078	0.0023	0.0002	14.6	1.2	67.3	7.4	14.6
z32	0.2	78.4	102.5	1.31	0.2420	0.0420	0.0810	0.0160	0.0024	0.0002	15.5	1.3	78.0	15.0	15.5
z33	0.2	33.7	71	2.11	0.3490	0.0490	0.1180	0.0140	0.0027	0.0002	17.7	1.6	112.0	13.0	17.7
z34	0.2	38.8	76.3	1.97	0.3680	0.0500	0.1520	0.0170	0.0032	0.0002	20.8	1.5	145.0	15.0	20.8
z35	0.2	42.87	79.5	1.85	0.2510	0.0460	0.0790	0.0130	0.0024	0.0002	15.3	1.4	76.0	12.0	15.3

## Anexos

Cont. Resultados U-Pb en circones de los CGS de la región costera de Sonora.

Sample	Concentration (ppm)				Isotopic ratios						Age (Ma)				Best age (Ma)
	Pb	<sup>232</sup> Th	<sup>238</sup> U	Th/U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	±2σ abs	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±2σ abs	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±2σ abs	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±2σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±2σ	
z01	0.1	28	59	0.47	0.1880	0.0380	0.0560	0.0100	0.0023	0.0002	14.9	1.4	55.2	10.0	14.9
z02	0.3	49.3	98.4	0.50	0.4060	0.0500	0.1790	0.0230	0.0032	0.0002	20.6	1.4	166.0	19.0	20.6
z03	0.2	32.5	67.8	0.48	0.2610	0.0430	0.0990	0.0130	0.0026	0.0002	16.9	1.4	95.0	12.0	16.9
z04	0.2	34.98	70	0.50	0.2620	0.0530	0.0920	0.0160	0.0027	0.0003	17.2	1.7	92.0	14.0	17.2
z05	0.2	40.23	74	0.54	0.1340	0.0350	0.0374	0.0091	0.0022	0.0002	13.8	1.0	38.3	9.1	13.8
z06	0.2	64.96	97.2	0.67	0.1180	0.0220	0.0325	0.0058	0.0021	0.0002	13.2	1.0	32.3	5.7	13.2
z07	0.2	41.1	79.6	0.52	0.4540	0.0610	0.1960	0.0210	0.0032	0.0004	20.7	2.3	186.0	19.0	20.7
z08	0.4	35.7	69.3	0.52	0.5520	0.0740	0.4100	0.0390	0.0056	0.0005	36.2	3.1	347.0	28.0	36.2
z09	0.2	35.9	68.3	0.53	0.3490	0.0470	0.1240	0.0140	0.0026	0.0002	16.6	1.4	118.0	13.0	16.6
z10	0.2	33.62	68.4	0.49	0.3900	0.0620	0.1300	0.0150	0.0026	0.0002	16.9	1.4	123.0	13.0	16.9
z11	0.2	39	77.7	0.50	0.2150	0.0460	0.0630	0.0110	0.0022	0.0002	14.4	1.4	65.0	12.0	14.4
z12	0.3	44.4	81.1	0.55	0.4710	0.0640	0.2370	0.0230	0.0037	0.0004	24.0	2.4	215.0	19.0	24.0
z13	0.2	44.8	82.5	0.54	0.2690	0.0370	0.0928	0.0095	0.0027	0.0002	17.1	1.3	89.7	8.9	17.1
z14	0.4	131.1	173	0.76	0.2000	0.0330	0.0636	0.0088	0.0022	0.0002	14.4	1.1	62.3	8.4	14.4
z15	0.2	24.9	54.8	0.45	0.3440	0.0780	0.1510	0.0320	0.0034	0.0004	22.1	2.5	147.0	27.0	22.1
z16	1.3	39	112.5	0.35	0.0723	0.0069	0.1200	0.0120	0.0119	0.0004	76.0	2.8	117.0	11.0	76.0
z17	0.2	28.34	63.6	0.45	0.4300	0.0630	0.2040	0.0230	0.0036	0.0003	23.4	2.0	187.0	19.0	23.4
z18	0.2	41.3	76.7	0.54	0.3830	0.0540	0.1620	0.0160	0.0032	0.0003	20.5	1.8	154.0	15.0	20.5
z19	0.2	42.33	77.4	0.55	0.2860	0.0480	0.1040	0.0150	0.0024	0.0002	15.5	1.4	100.0	14.0	15.5
z20	0.5	61	92.7	0.66	0.5810	0.0420	0.4080	0.0220	0.0052	0.0003	33.6	1.6	349.0	15.0	33.6
z21	0.3	44.8	84.2	0.53	0.3280	0.0380	0.1410	0.0160	0.0030	0.0002	19.6	1.1	133.0	14.0	19.6
z22	0.2	51.9	84.4	0.61	0.3140	0.0420	0.1150	0.0130	0.0028	0.0002	18.1	1.5	110.0	12.0	18.1
z23	0.2	37.9	74.9	0.51	0.3140	0.0760	0.0880	0.0180	0.0023	0.0002	14.6	1.4	85.0	17.0	14.6
z24	0.3	40.28	71.4	0.56	0.4250	0.0790	0.2130	0.0360	0.0034	0.0003	21.8	1.8	195.0	30.0	21.8
z25	0.3	60.56	111.1	0.55	0.3270	0.0630	0.1100	0.0160	0.0025	0.0002	16.2	1.2	106.0	15.0	16.2
z26	0.2	71.74	118.48	0.61	0.1410	0.0310	0.0428	0.0098	0.0021	0.0003	13.3	1.6	42.3	9.6	13.3
z27	0.2	34.33	71.5	0.48	0.3410	0.0460	0.1290	0.0130	0.0030	0.0002	19.2	1.5	123.0	12.0	19.2
z28	0.2	37	73	0.51	0.3730	0.0440	0.1720	0.0180	0.0031	0.0002	20.0	1.5	160.0	16.0	20.0
z29	0.2	32.7	67.4	0.49	0.3620	0.0520	0.1410	0.0170	0.0030	0.0003	19.3	1.9	135.0	15.0	19.3
z30	0.2	67.1	97.4	0.69	0.2990	0.0420	0.0900	0.0098	0.0024	0.0002	15.2	1.1	87.1	9.1	15.2
z31	0.3	70.2	121	0.58	0.2590	0.0280	0.0885	0.0092	0.0025	0.0002	15.9	1.2	85.8	8.6	15.9
z32	0.3	79	105.8	0.75	0.3000	0.0380	0.1090	0.0120	0.0028	0.0002	17.9	1.1	107.0	12.0	17.9
z33	0.2	61.9	105.4	0.59	0.2470	0.0460	0.0750	0.0110	0.0022	0.0002	14.3	1.2	75.0	11.0	14.3
z34	0.2	35.7	74.4	0.48	0.2610	0.0490	0.0880	0.0130	0.0026	0.0003	16.4	1.9	86.0	12.0	16.4
z35	0.3	68.7	120.4	0.57	0.3070	0.0390	0.0880	0.0110	0.0023	0.0002	14.7	1.4	85.7	9.8	14.7

Cont. Resultados U-Pb en circones de los CGS de la región costera de Sonora.

Sample	Concentration (ppm)				Isotopic ratios						Age (Ma)				Best age (Ma)
	Pb	<sup>232</sup> Th	<sup>238</sup> U	Th/U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	±2σ abs	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±2σ abs	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±2σ abs	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±2σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±2σ	
GDE18-01															
z01	0.4	83.0	145.0	0.6	0.3080	0.0290	0.1160	0.0120	0.0028	0.0002	18.3	1.3	111.0	11.0	18.3
z02	0.2	49.4	93.4	0.5	0.2710	0.0460	0.0780	0.0120	0.0023	0.0002	14.9	1.3	78.0	11.0	14.9
z03	0.3	87.2	137.6	0.6	0.0650	0.0210	0.0158	0.0047	0.0020	0.0002	12.8	0.9	16.8	5.0	12.8
z04	0.2	54.6	99.5	0.5	0.2230	0.0410	0.0660	0.0100	0.0022	0.0002	14.0	1.1	64.8	9.9	14.0
z05	0.2	52.1	81.8	0.6	0.1910	0.0600	0.0430	0.0100	0.0019	0.0002	12.4	1.2	42.0	10.0	12.4
z06	0.2	57.3	94.9	0.6	0.1100	0.0300	0.0252	0.0066	0.0020	0.0002	12.6	1.0	26.3	6.8	12.6
z07	0.2	42.9	84.1	0.5	0.2470	0.0380	0.0770	0.0120	0.0022	0.0002	14.4	1.2	75.0	12.0	14.4
z08	0.2	47.8	70.8	0.7	0.4090	0.0500	0.1930	0.0170	0.0034	0.0003	21.9	1.6	179.0	15.0	21.9
z09	0.2	44.1	78.4	0.6	0.1770	0.0340	0.0503	0.0085	0.0021	0.0002	13.6	1.3	50.7	8.4	13.6
z10	0.2	37.2	74.2	0.5	0.2530	0.0400	0.0900	0.0120	0.0027	0.0003	17.4	1.6	87.0	11.0	17.4
z11	0.3	98.7	148.0	0.7	0.1710	0.0230	0.0479	0.0057	0.0021	0.0001	13.7	0.8	47.3	5.5	13.7
z12	0.2	42.9	85.2	0.5	0.1300	0.0320	0.0339	0.0076	0.0021	0.0002	13.5	1.2	33.6	7.4	13.5
z13	0.2	50.2	97.2	0.5	0.2090	0.0390	0.0624	0.0086	0.0023	0.0002	14.7	1.1	61.1	8.2	14.7
z14	0.2	37.7	70.0	0.5	0.3530	0.0570	0.1330	0.0160	0.0028	0.0002	18.1	1.3	125.0	14.0	18.1
z15	0.1	30.4	63.9	0.5	0.1870	0.0410	0.0550	0.0120	0.0022	0.0002	14.0	1.3	53.0	12.0	14.0
z16	0.8	208.0	239.0	0.9	0.3800	0.0300	0.1600	0.0120	0.0031	0.0001	20.1	0.9	150.5	10.0	20.1
z17	0.3	123.2	178.8	0.7	0.1800	0.0350	0.0520	0.0120	0.0021	0.0003	13.7	1.7	52.0	11.0	13.7
z18	0.2	34.5	78.2	0.4	0.2610	0.0450	0.0910	0.0140	0.0027	0.0002	17.3	1.6	87.0	13.0	17.3
z19	0.2	39.7	83.2	0.5	0.1570	0.0320	0.0442	0.0087	0.0022	0.0003	13.8	1.6	43.7	8.4	13.8
z20	0.2	58.0	93.0	0.6	0.2250	0.0320	0.0716	0.0084	0.0022	0.0002	14.2	1.1	69.8	7.9	14.2
z21	0.1	37.3	74.4	0.5	0.0700	0.0290	0.0192	0.0070	0.0018	0.0002	11.9	1.2	19.1	6.9	11.9
z22	0.2	47.5	80.9	0.6	0.1170	0.0190	0.0339	0.0058	0.0021	0.0002	13.7	1.2	33.7	5.7	13.7
z23	0.2	42.1	69.8	0.6	0.3690	0.0560	0.1640	0.0240	0.0031	0.0002	20.0	1.5	155.0	21.0	20.0
z24	0.2	41.9	73.7	0.6	0.1370	0.0410	0.0339	0.0082	0.0021	0.0002	13.6	1.2	33.5	8.0	13.6
z25	0.2	33.4	69.9	0.5	0.2650	0.0430	0.0870	0.0110	0.0025	0.0002	15.8	1.4	84.0	10.0	15.8
z26	0.3	109.7	150.2	0.7	0.2200	0.0590	0.0700	0.0150	0.0024	0.0002	15.5	1.5	68.0	14.0	15.5
z27	0.2	37.2	73.0	0.5	0.3300	0.0440	0.1380	0.0190	0.0030	0.0002	19.5	1.5	130.0	17.0	19.5
z28	0.2	49.9	95.4	0.5	0.2120	0.0350	0.0640	0.0100	0.0025	0.0002	16.1	1.2	64.5	9.5	16.1
z29	0.2	41.5	78.8	0.5	0.2220	0.0500	0.0650	0.0120	0.0024	0.0003	15.2	1.6	63.0	12.0	15.2
z30	0.2	56.0	95.6	0.6	0.2570	0.0410	0.0840	0.0110	0.0024	0.0002	15.3	1.1	81.0	11.0	15.3
z31	0.2	61.9	110.3	0.6	0.2260	0.0340	0.0680	0.0088	0.0023	0.0002	14.7	1.1	66.4	8.4	14.7
z32	0.3	50.7	91.6	0.6	0.3670	0.0400	0.1420	0.0140	0.0030	0.0002	19.3	1.3	134.0	12.0	19.3
z33	0.2	47.3	85.2	0.6	0.2730	0.0390	0.0970	0.0110	0.0026	0.0002	16.9	1.5	95.0	11.0	16.9
z34	0.3	42.5	73.7	0.6	0.4140	0.0990	0.1880	0.0250	0.0031	0.0005	20.0	3.3	174.0	21.0	20.0
z35	0.2	53.1	99.6	0.5	0.1790	0.0360	0.0514	0.0086	0.0022	0.0002	14.0	1.1	50.5	8.3	14.0

### 3.3 Principios y generalidades.

Los métodos de fechamiento de las rocas y minerales se basan en los principios de la geoquímica isotópica por medio de los isótopos radiogénicos lo que es llamada la geocronología.

Existen varios pares isotópicos útiles para la geología. Algunos métodos son más utilizados que otros. El rango de edades que pueden calcularse depende principalmente de la vida media del isótopo padre y de la precisión con que se conozca la constante de decaimiento radioactivo. El método de fechamiento que se escogerá lo determinan dos factores: **la edad aproximada de la roca y su composición mineralógica**. Además, la elección del método isotópico que se usará depende del tipo de roca a analizar y la información que se desea obtener.

En la geocronología y en los isótopos radiogénicos, se utiliza el concepto de velocidad del decaimiento radiactivo. Puesto que un núclido radiactivo decae a su hijo a un ritmo o velocidad que es independiente de todo, es posible determinar el tiempo transcurrido en el decaimiento (edad de la roca o mineral) simplemente determinando cuántos núclidos han decaído. Esta sería la base para el fechamiento de las rocas.

### 3.3.1 Datando en zircons mediante el método U-Pb

Este sistema es muy complejo e involucra a los isótopos radiactivos de Uranio ( $^{234}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$ ,  $^{238}\text{U}$ ) y tres isótopos radiogénicos de Plomo ( $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}$ ), solo el  $^{204}\text{Pb}$  no es radiogénico. U, Th y Pb, son todos elementos incompatibles y se concentran en los fundidos tempranos y son incorporados especialmente en la corteza continental. La composición isotópica del Pb se incrementa en función de tres reacciones de decaimiento radiactivo que involucran la destrucción del U y Th a Pb.

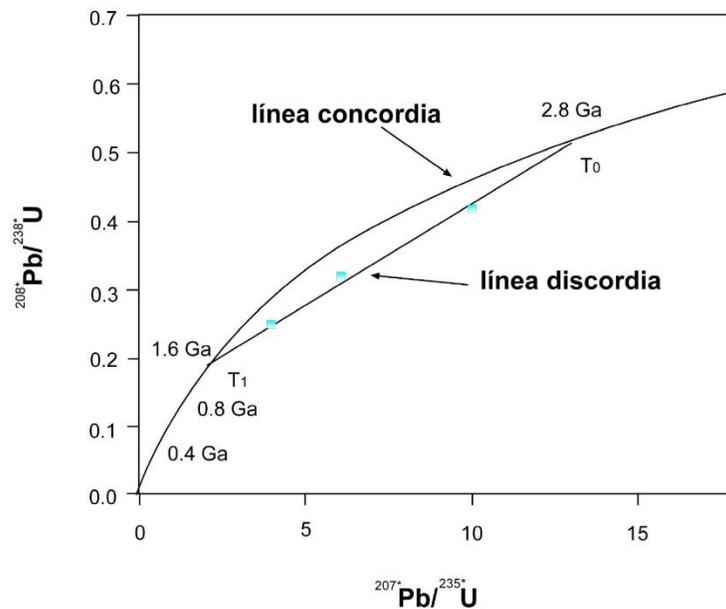
Los zircons magmáticos en rocas félsicas pueden ser usados para datar el tiempo de cristalización. Dentro de las desventajas de esta técnica, es que, en las rocas graníticas que pueden ser producto de la fusión parcial de una corteza vieja, pueden contener zircons heredados. Los zircons con diferentes edades pueden encontrarse en la misma roca y pueden ser reconocidos por diferencias en el color, morfología o cristalinidad.

Entre los métodos para ilustrar los datos geocronológicos bajo este método de fechamiento, se encuentra el diagrama concordia-discordia, que se usa cuando más de un esquema de decaimiento resulta en la formación de isótopos hijas, el resultado aquí es un diagrama de una línea curva. Por ejemplo, el uranio tiene 2 isótopos radiactivos ( $^{238}\text{U}$  y  $^{235}\text{U}$ ) con vidas medias e isótopos hijos diferentes y por ende, dentro del mismo mineral, ambos sistemas isotópicos evolucionan con diferentes tasas de decaimiento. Si se grafican las relaciones  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  vs.  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ , se genera una curva que se denomina *curva de*

*concordia*, en la que yacen todos los puntos con edades concordantes  $^{207*}$  y  $^{206*}$ . Su curvatura corresponde a la diferencia que hay entre sus vidas medias. Si ocurrió una pérdida de Pb o un sobrecrecimiento de cristales al tiempo  $t1$ , los puntos con edades concordantes estarán desplazados a lo largo de una línea recta entre  $t0$  y  $t1$ , generando la llamada *línea discordia* (Fig. 8). Las edades U-Pb de discordia obtenidas de zircones usualmente dan 2 valores. La intersección superior de la discordia con la concordia  $t0$  corresponde a la edad de cristalización de la roca y la intersección inferior  $t1$  a la edad del evento que perturbó el sistema (metamorfismo, difusión, etc.).

El sistema U-Th-Pb, es aplicable a rocas que contiene minerales como zircón, apatito, monazita y esfena, aunque el mineral más frecuentemente utilizado es el zircón ( $ZrSiO_4$ ) porque:

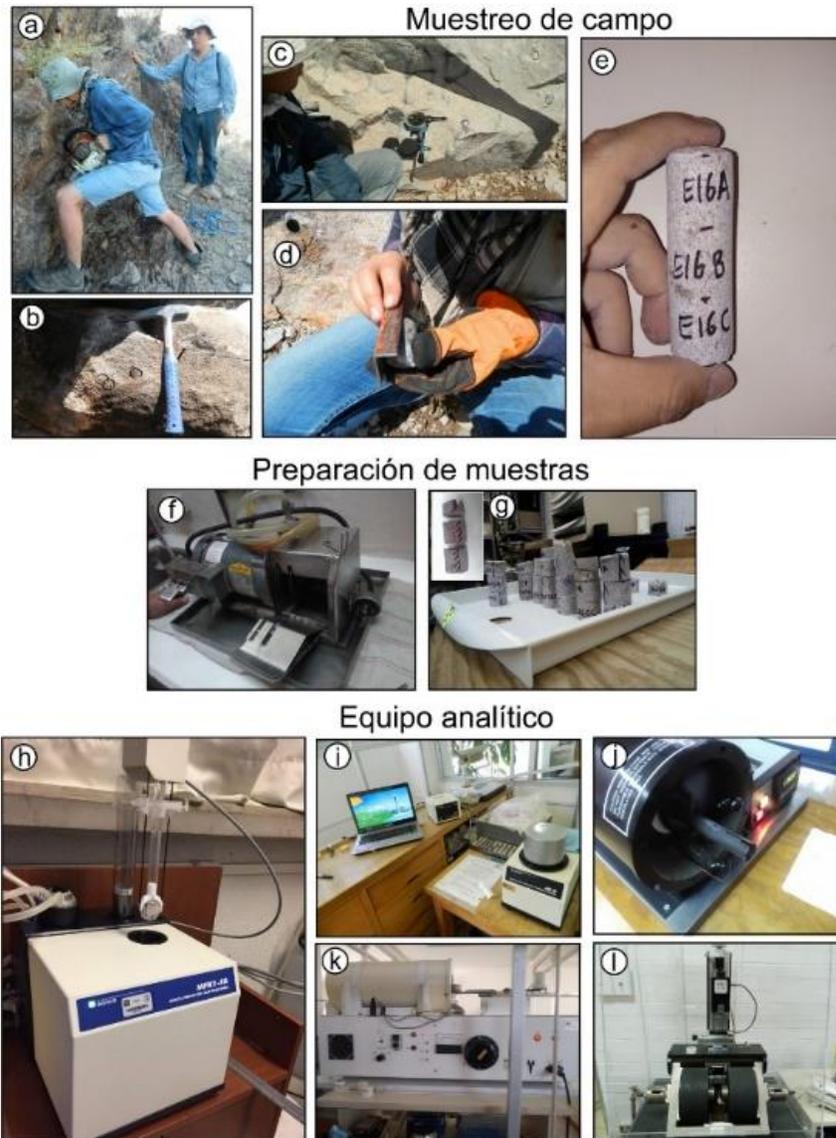
- Es retentivo respecto a U, Th, Pb y todos los isótopos radiogénicos intermedios.
- Está distribuido ampliamente en gran variedad de rocas, tanto intermedias como ácidas.
- Es un mineral muy resistente a los acontecimientos térmicos y por tanto las edades en él determinadas son muy precisas.



**Fig.8.** Diagrama de Concordia: curva generada por los sistemas  $^{238}U$  y  $^{235}U$ . El arreglo lineal de los puntos genera una línea llamada Discordia, cuya intersección superior representa la edad de cristalización de la roca  $t0$  y la intersección inferior representa la edad de algún evento metamórfico  $t1$

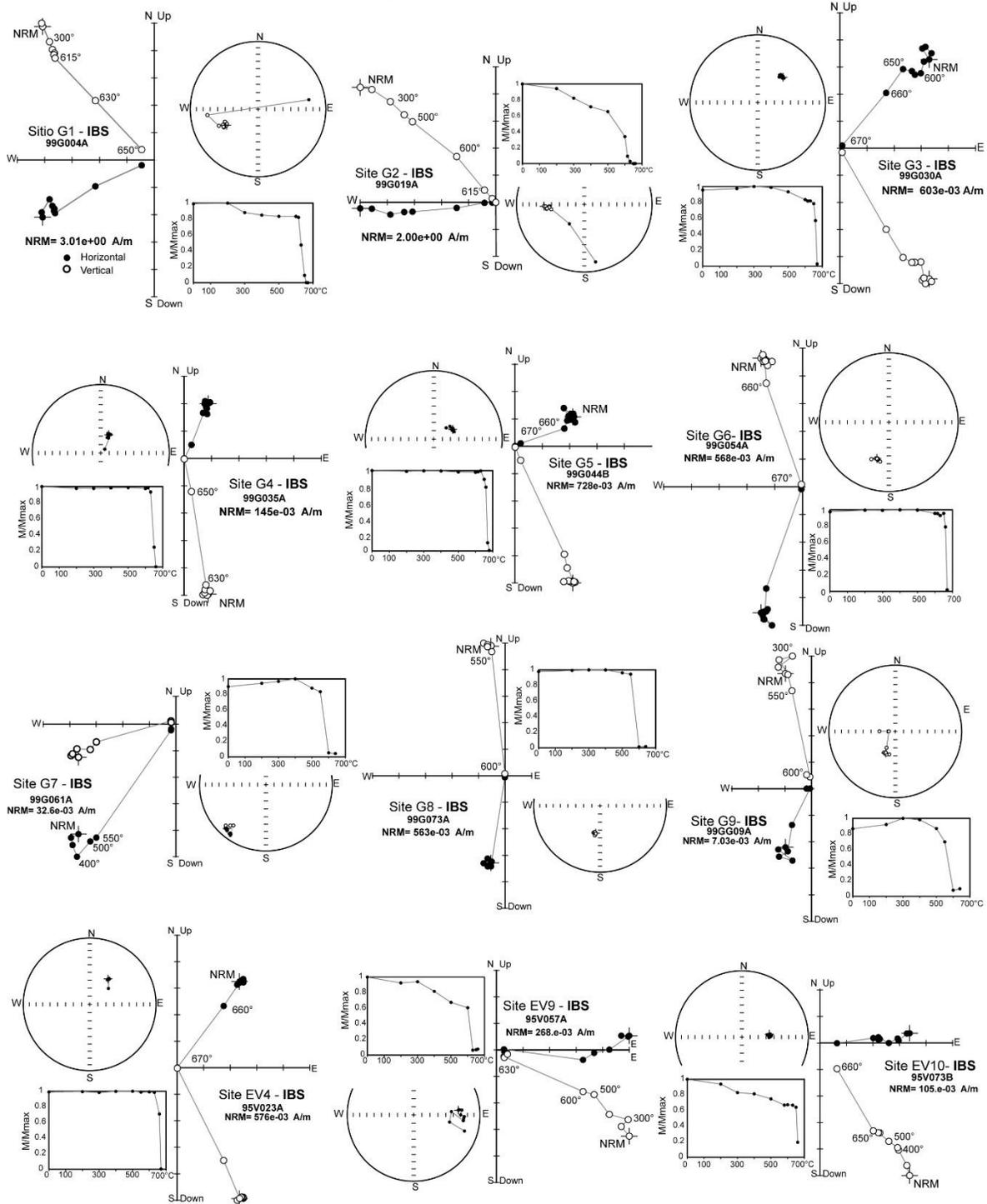
## Anexo 4: Paleomagnetismo

### 4.1 Metodología

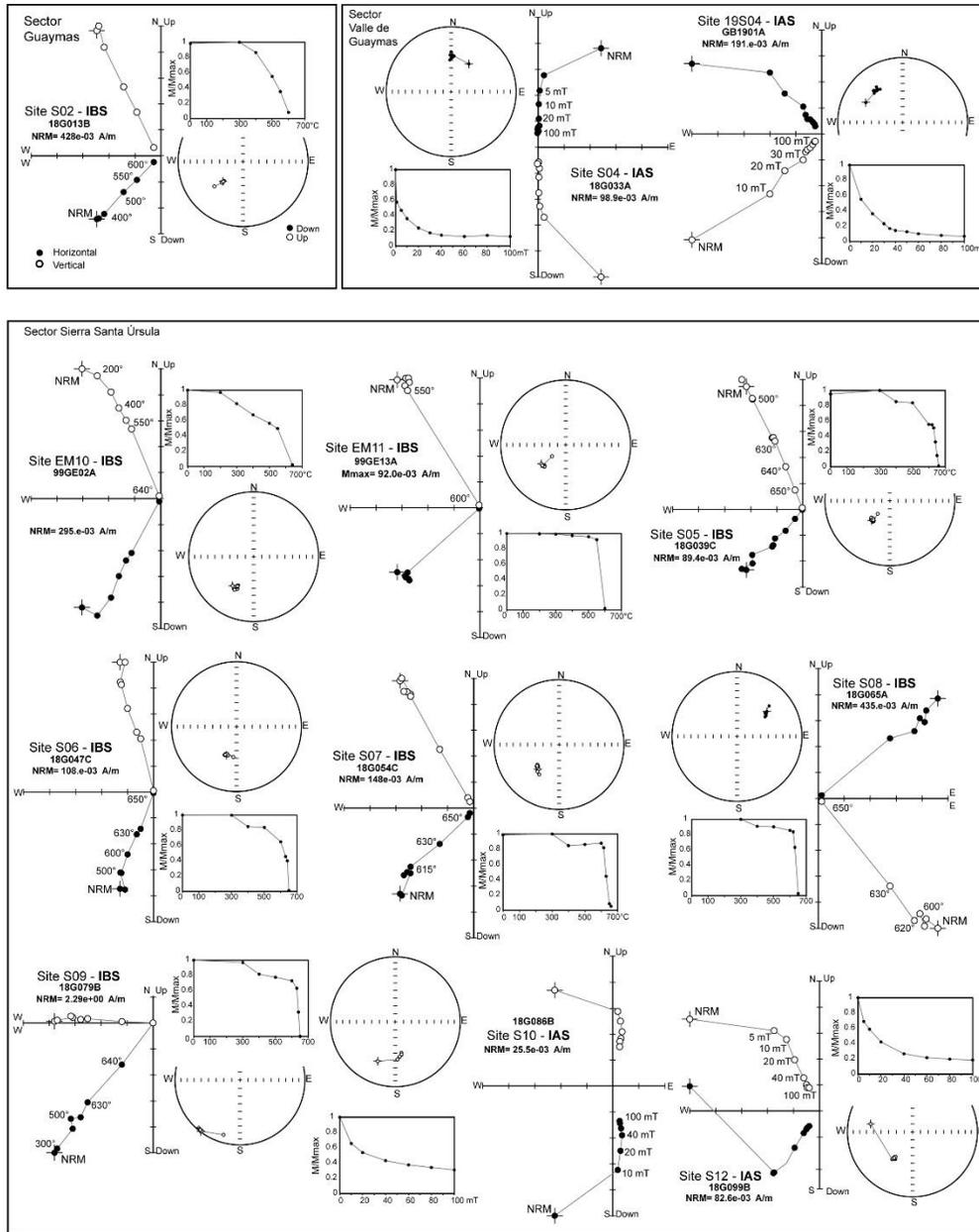


**Fig. 9.** Metodología y procesamiento del análisis paleomagnético. (a, b) Toma de muestra en afloramiento in situ. (c, d) Orientación de núcleos con brújula Brunton azimutal. (e) Núcleo de roca de 10 cm. Aprox. (f) Cortadora de núcleos. (g) Especímenes de roca de cada núcleo. (h) *MFK2* para medición de AMS. (i) Magnetómetro de giro JR-6. (j) Horno para desmagnetizar por temperatura. (k) *Molspin Limited*, equipo desmagnetizador por campos alternos. (l) Micromag.

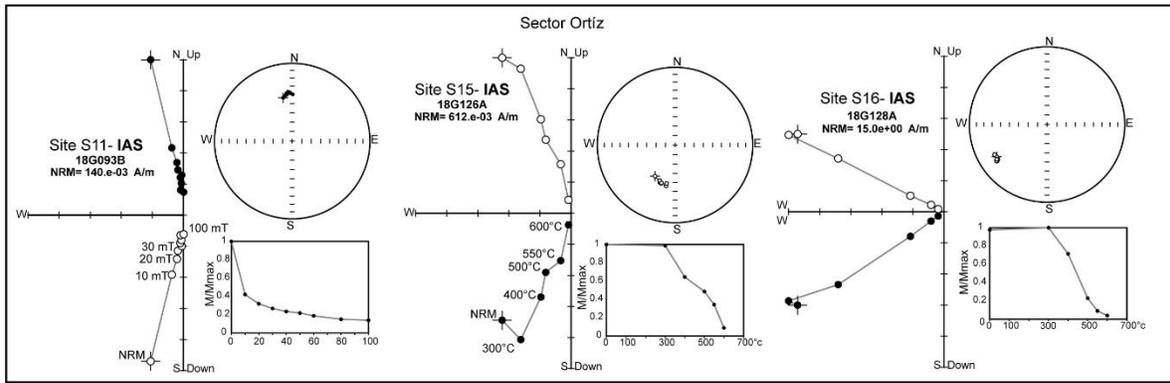
## 4.2 Análisis de dirección de la Magnetización Remanente Característica (ChRM)



**Fig. 10.** Diagramas Zijderveld en coordenadas geográficas, stereoplots y curvas de intensidad de la desmagnetización termal de especímenes representativos de los sitios del sector Guaymas.

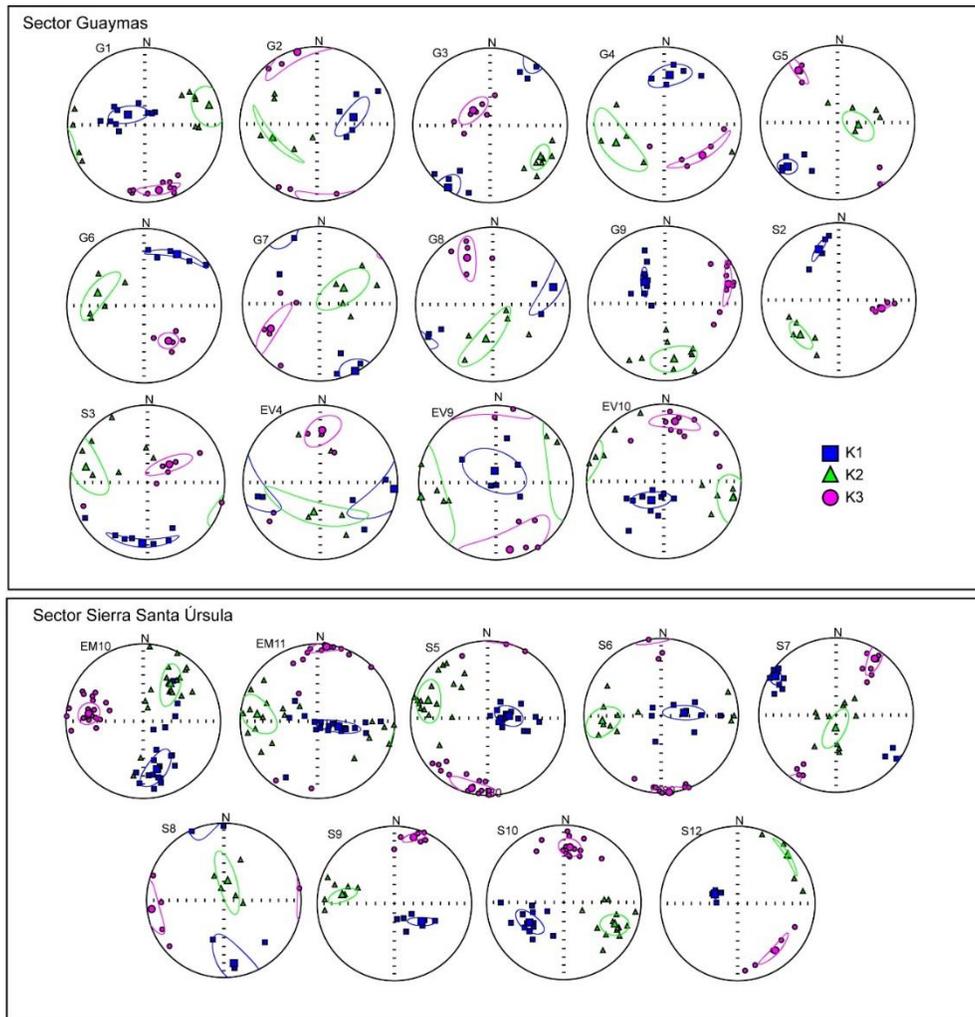


**Cont. Fig. 10.** Diagramas Zijdeveld en coordenadas geográficas, stereoplots y curvas de intensidad de la desmagnetización termal y por campos alternos de los especímenes representativos de los sitios de la localidad de Guaymas, Valle de Guaymas y Sierra Santa Úrsula.

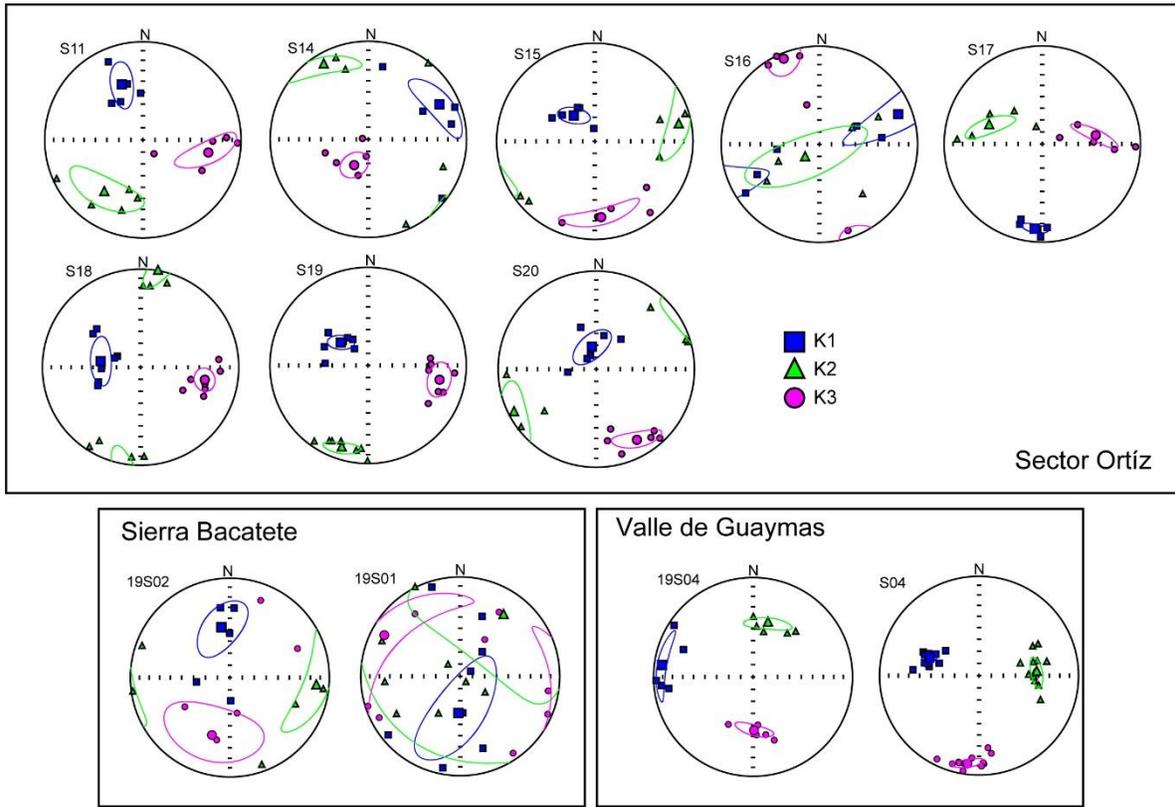


**Fig. 11.** Diagramas Zijderveld en coordenadas geográficas, stereoplots y curvas de intensidad de la desmagnetización termal y por campos alternos de los especímenes representativos de los sitios de la localidad de Ortíz.

### 4.3 Anisotropía de susceptibilidad magnética

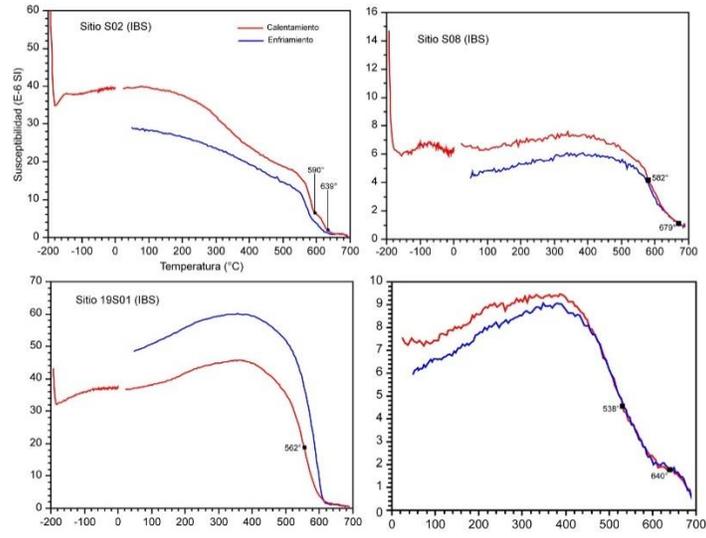


**Fig. 12.** Proyecciones de los principales ejes de la AMS (con el círculo del 95% de confianza). Los círculos se muestran en coordenadas geográficas y en proyección de igual área. Los símbolos más grandes representan la media de K1, K2 Y K3.



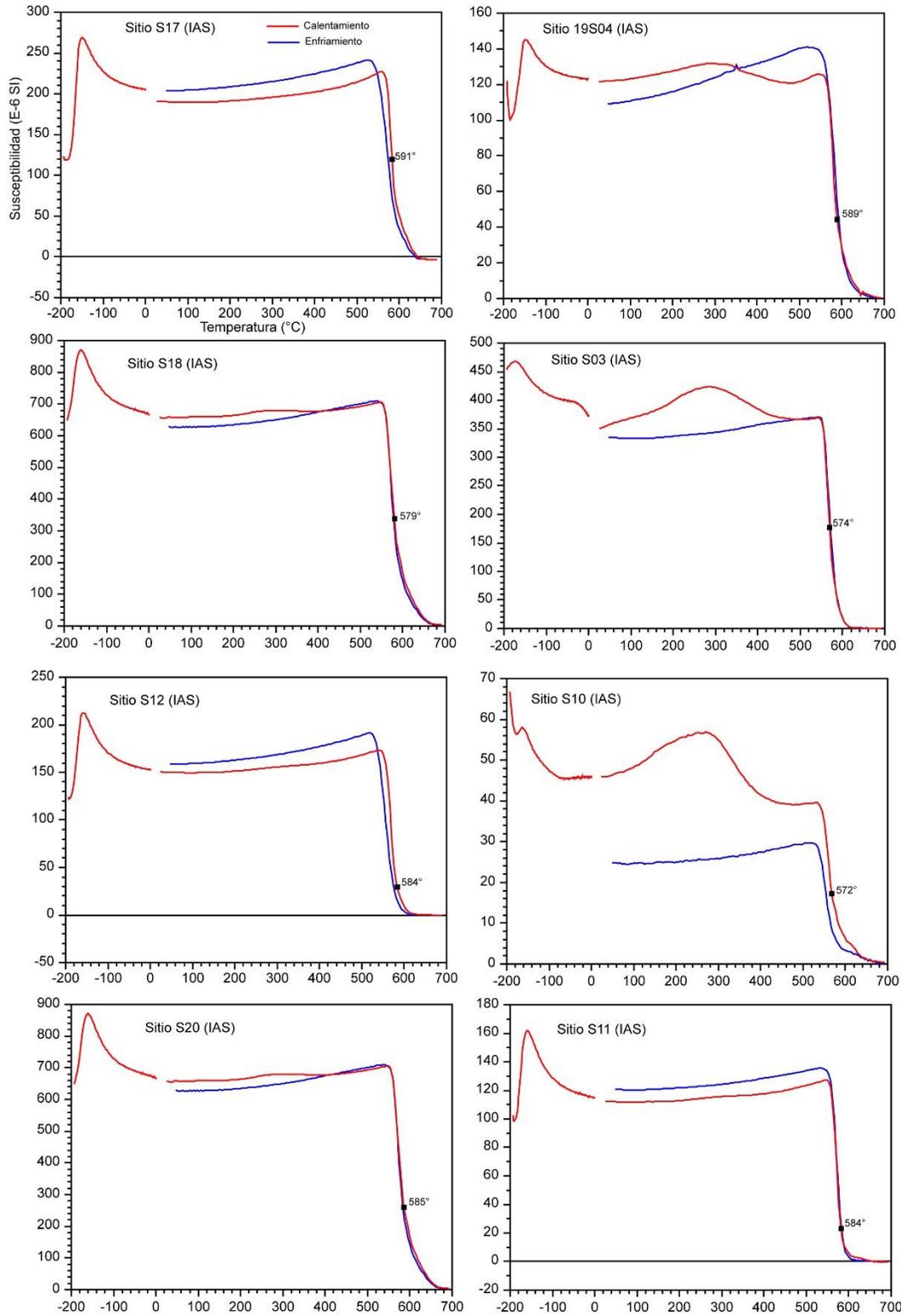
**Cont. Fig. 12.** Proyecciones de los principales ejes de la AMS (con el círculo del 95% de confianza). Los círculos se muestran en coordenadas geográficas y en proyección de igual área. Los símbolos más grandes representan la media de K1, K2 Y K3.

### 4.4 Propiedades magnéticas



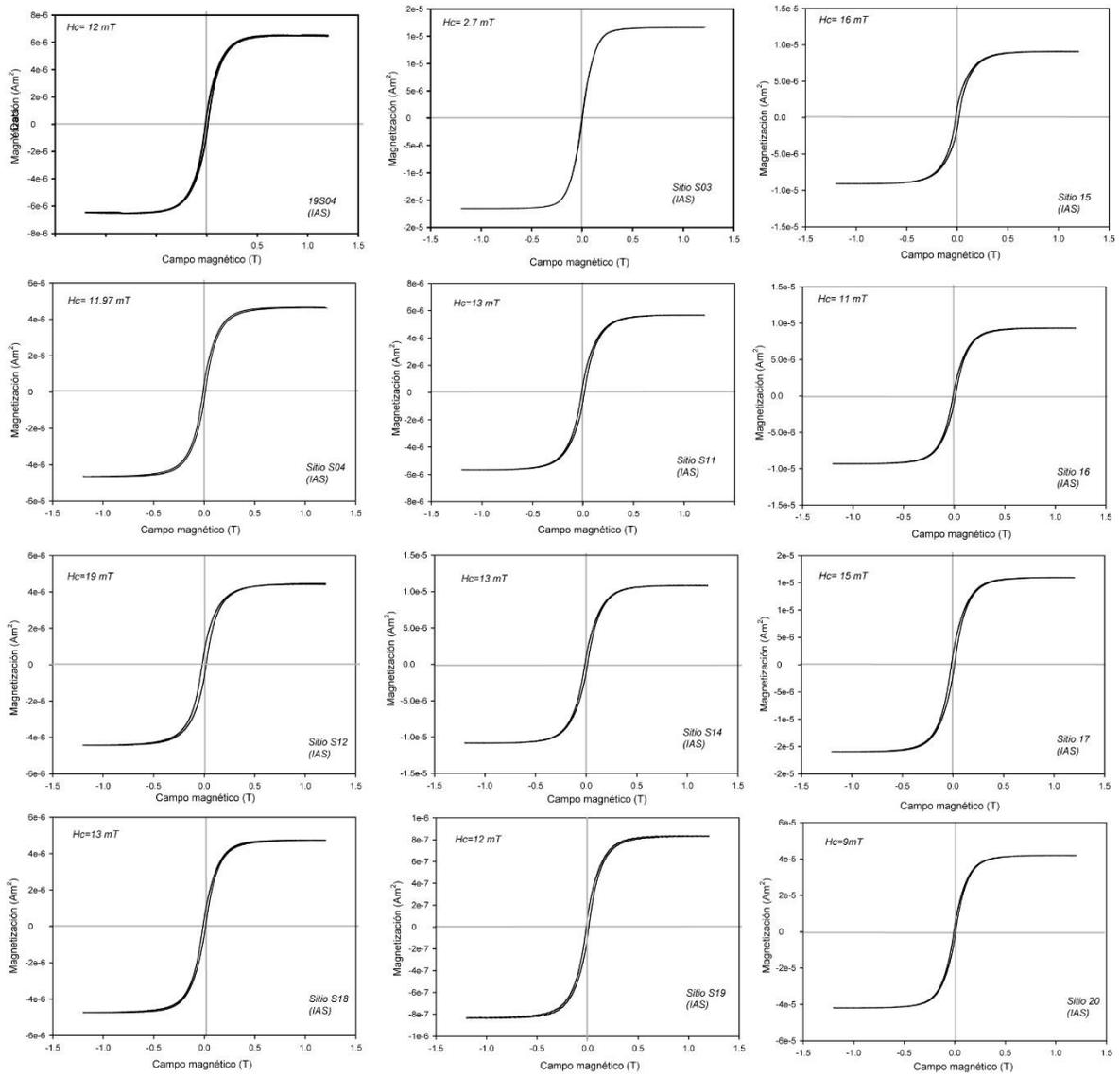
**Fig. 13.** Diagramas K-T de los sitios del Grupo 1 (Intrusivos de baja susceptibilidad, IBS). El cuadro negro indica la Temperatura de Curie,

Anexos



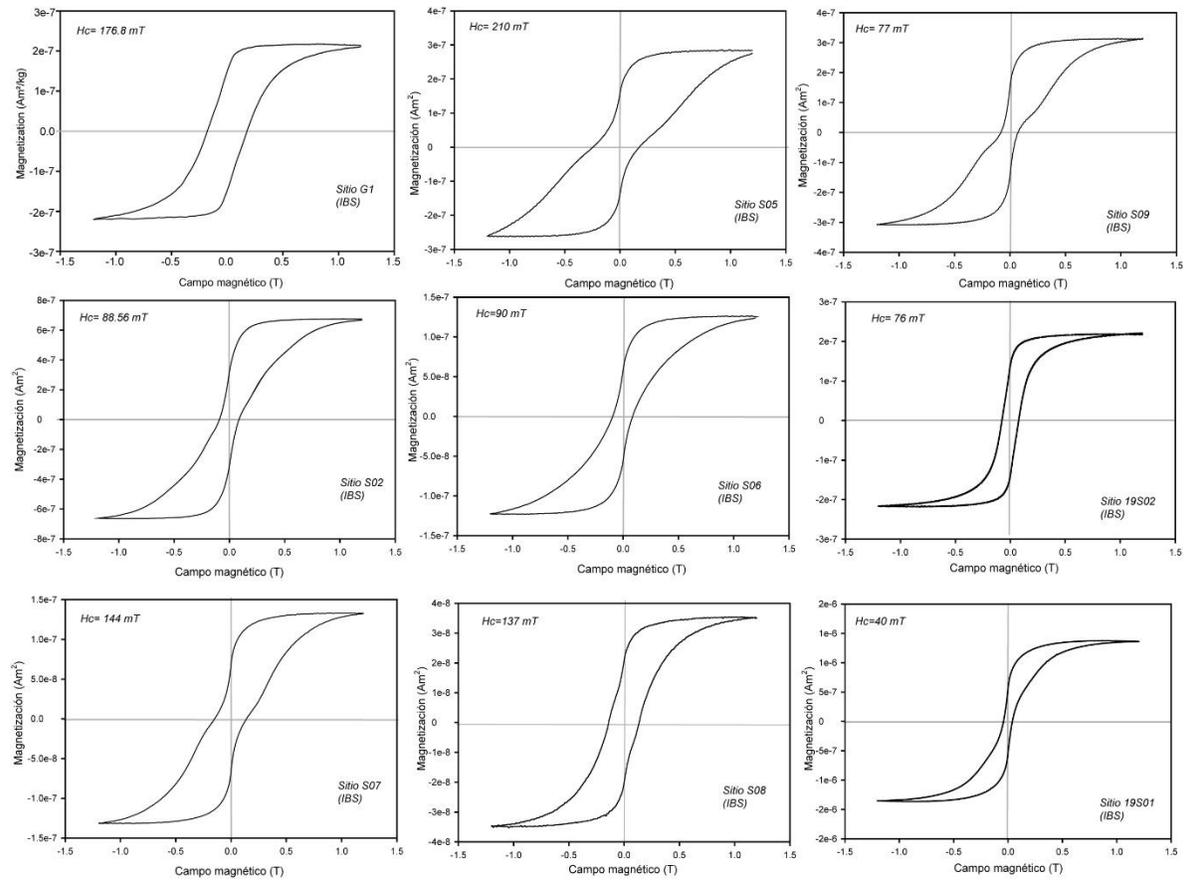
Con. Fig. 13. Diagramas K-T de los sitios del Grupo 2 (Intrusivos de alta susceptibilidad, IAS). El cuadro negro indica la Temperatura de Curie,

Anexos



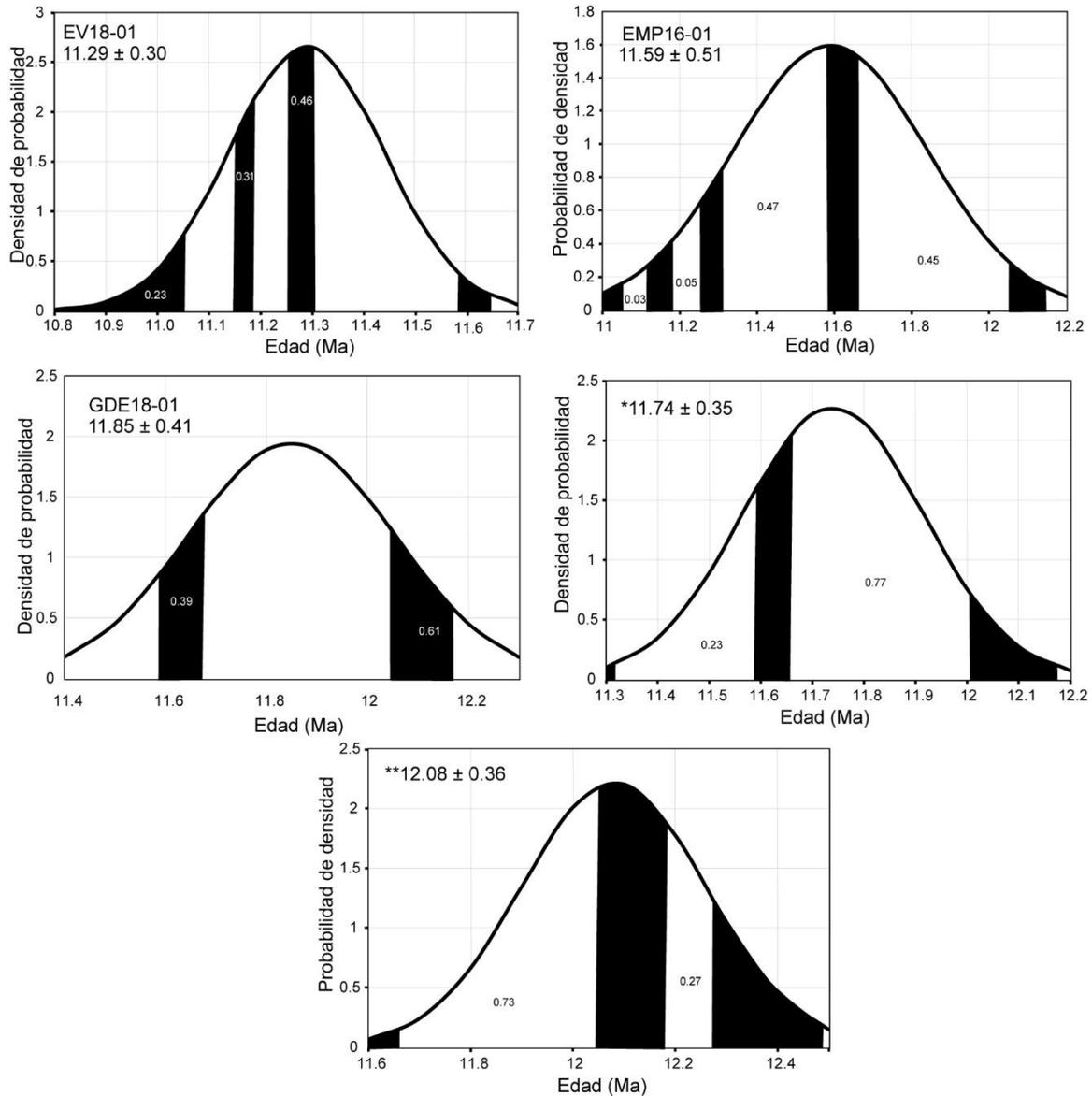
**Fig. 14.** Curvas de histéresis de los sitios IAS estudiados en la región costera de Sonora.

# Anexos



Cont. Fig. 14. Curvas de histéresis de los sitios IBS estudiados en la región costera de Sonora.

### 4.5 Polaridad magnética



### 4.6 Tablas

**Tabla 3.** Resultados paleomagnéticos, rotaciones y flattening calculada para los sitios correspondientes a rovas volcánicas estudiadas en la región costera de Sonora. N/n es el número total de especímenes y el número de especímenes usados para el análisis; Dec e Inc son la declinación y la inclinación de la dirección media calculada para cada sitio en grados ( $^{\circ}$ ); k es el parámetro de dispersión y  $\alpha 95$  es el límite de confianza del 95%; R y F representan la rotación y el flattening y R y F tienen un límite de confianza de 95%  $\Delta R$  y  $\Delta F$ , respectivamente; n e i representan la polaridad normal e inversa; SB, Sierra El Bacatete; VG, Valle de Guaymas. La clave indica el nombre utilizado para otros estudios.

Site	Clave	Localidad	Tipo de roca	Lat (N $^{\circ}$ )	Long (O $^{\circ}$ )	N/n	Geográfica			ilt correctio		Rotación		Flattening		Rotación (Tilt correction)		Flattening		Polaridad
							Dec	Inc	k	$\alpha 95$	Dec	Inc	R	$\Delta R$	F	$\Delta F$	R	$\Delta R$	F	
SB19-01	SB19-01	SB	Lava	28.2	-110.5	4/4	18.3	36.5	76	11	18.8	46.5	22.5 $\pm$ 10.7	10 $\pm$ 8.6	19	$\pm$	6.8	0.2 $\pm$ 4.8	n	
GB19-03	GB19-03	VG	Lava	27.9	-110.6	3/2	158.9	-16.7	158	20	-	-	17.8 $\pm$ 30.06	30 $\pm$ 16.09	-	-	-	-	i	

La rotación fue calculada con respecto al paleopolo de Norte América a los 10 Ma (Torsvik et al., 2012) usando el método de dirección-espacio (Butler, 2004).

**Tabla 4.** Parámetros de las propiedades magnéticas. Mr, Magnetización remanente de saturación; Ms, Magnetización de saturación; Hc, Fuerza coercitiva; Hcr, Coercitividad de remanencia.; IBS, Intrusivos de baja susceptibilidad; IAS, Intrusivos de alta susceptibilidad.

Sitio	Mr ( $\mu\text{Am}^2$ )	Hc (mT)	Ms ( $\mu\text{Am}^2$ )	Hcr (mT)	Mr/Ms	Hcr/Hc
<i>IBS</i>						
G01	159.80	176.80	216.70	249.20	0.7374	1.4095
G02	85.13	103.20	182.20	459.90	0.4672	4.4564
G03	147.20	142.50	259.90	256.70	0.5664	1.8014
G04	191.80	469.90	239.80	544.10	0.7998	1.1579
G05	55.77	476.90	71.07	545.40	0.7847	1.1436
G06	77.19	298.70	112.00	411.40	0.6892	1.3773
G07	108.20	447.10	155.50	591.10	0.6958	1.3221
G08	78.07	235.10	111.60	311.70	0.6996	1.3258
G09	76.72	404.10	116.00	514.60	0.6614	1.2734
EM10	117.20	59.62	284.20	400.10	0.4124	6.7108
EM11	65.22	253.00	110.10	495.80	0.5924	1.9597
EV4	151.70	490.40	180.10	534.70	0.8423	1.0903
EV9	1104.30	85.74	2524.40	198.70	0.4375	2.3175
EV10	167.60	47.69	374.10	367.90	0.4480	7.7144
S02	312.18	88.56	668.40	339.34	0.4671	3.8318
S05	148.09	210.05	272.56	507.44	0.5433	2.4158
S06	56.62	90.21	124.21	323.17	0.4558	3.5824
S07	67.01	144.35	132.02	379.61	0.5076	2.6298
S08	20.45	137.91	34.96	255.52	0.5850	1.8528
S09	147.10	77.74	310.27	375.88	0.4741	4.8351
19S01	547.80	40.73	1357.24	194.20	0.4036	4.7680
<i>IAS</i>						
19S02	139.00	76.39	217.00	113.90	0.6406	1.4910
S04	463.77	11.97	4643.16	39.61	0.0999	3.3091
19S04	690.70	12.53	6488.62	32.94	0.1064	2.6289
S03	401.16	2.74	16583.18	18.42	0.0242	6.7226
S10	181.62	15.01	916.06	34.46	0.1983	2.2961
S11	617.53	13.68	5668.61	42.47	0.1089	3.1045
S12	688.80	19.54	4417.18	50.06	0.1559	2.5619
S14	1084.30	13.21	10819.13	40.49	0.1002	3.0651
S15	1419.60	16.07	9094.69	34.94	0.1561	2.1742
S16	852.80	11.65	9323.09	35.93	0.0915	3.0841
S17	1887.30	15.77	15953.92	41.72	0.1183	2.6455
S18	471.30	12.99	4736.53	39.13	0.0995	3.0123
S19	88.94	12.83	833.54	41.94	0.1067	3.2689
S20	3248.05	9.13	41875.44	33.47	0.0776	3.6659

**Tabla 5.** Probabilidades de los intervalos de edades tomados por la GPTS y probabilidades normalizadas. Los subchron son tomados de la GPTS de [Gradstein et al., 2012](#).

a)	<i>EV18-01 11.29 ± 0.30</i>			
	<b>Intervalos de polaridad normal (Ma)</b>	<b>Probabilidad</b>	<b>Probabilidad normalizada</b>	<b>Nombre del subchron</b>
	10.8-11.056	0.06	0.23	C5n.2n
	11.146-11.188	0.08	0.31	C5r.1n
	<b>11.263-11.308</b>	0.12	0.46	C5r.2r-1n
	Total	<b>0.26</b>	<b>1</b>	
b)	<i>EMP16-01 11.59 ± 0.51</i>			
	<b>Intervalos de polaridad inversa (Ma)</b>	<b>Probabilidad</b>	<b>Probabilidad normalizada</b>	<b>Nombre del subchron</b>
	11.056-11.146	0.02	0.03	C5r.1r
	11.188-11.263	0.04	0.05	C5r.2r
	<b>11.308-11.592</b>	0.37	0.47	C5r.2r
	11.657-12.049	0.36	0.45	C5r.3r
	Total	<b>0.79</b>	<b>1</b>	
c)	<i>GDE18-01 11.85 ± 0.41</i>			
	<b>Intervalos de polaridad normal (Ma)</b>	<b>Probabilidad</b>	<b>Probabilidad normalizada</b>	<b>Nombre del subchron</b>
	11.592-11.657	0.07	0.39	C5r.2n
	<b>12.049-12.174</b>	0.11	0.61	C5An.1n
	Total	<b>0.18</b>	<b>1</b>	
	<i>*11.74 ± 0.35</i>			
	<b>Intervalos de polaridad inversa (Ma)</b>	<b>Probabilidad</b>	<b>Probabilidad normalizada</b>	<b>Nombre del subchron</b>
d)	11.308-11.592	0.02	0.23	C5r.2r
	<b>11.657-12.049</b>	0.04	0.77	C5r.3r
	Total	<b>0.06</b>	<b>1</b>	
e)	<i>**12.08 ± 0.36</i>			
	<b>Intervalos de polaridad inversa (Ma)</b>	<b>Probabilidad</b>	<b>Probabilidad normalizada</b>	<b>Nombre del subchron</b>
	<b>11.657-12.049</b>	0.42	0.73	C5r.3r
	12.174-12.272	0.16	0.27	C5An.1r
	Total	<b>0.58</b>	<b>1</b>	

Nota. La ubicación precisa de cada muestra se encuentra en la [Tabla 1](#).

#### 4.7 Principios y generalidades

Una de las características más notables de la Tierra es la presencia de un campo magnético en el que está inmersa y que en gran medida la protege de la radiación proveniente del Sol. El campo magnético de la Tierra (CMT) presenta la peculiaridad de comportarse como un gran dipolo céntrico y paralelo al eje de rotación de la Tierra, nombrado Dipolo Geocéntrico Axial (GAD, por sus siglas en inglés; *Geocentric Axial Dipole*) y su origen hoy en día se puede dividir en cuatro fuentes principales (Lanza y Meloni, 2006):

**A:** el campo principal, generado en el núcleo fluido externo de la Tierra que funciona como un dínamo auto-excitado. El campo principal representa el 95% del campo total, es el más intenso de todos y presenta cambios espaciales y temporales en periodos de tiempo cortos del orden de días, así como muy amplios.

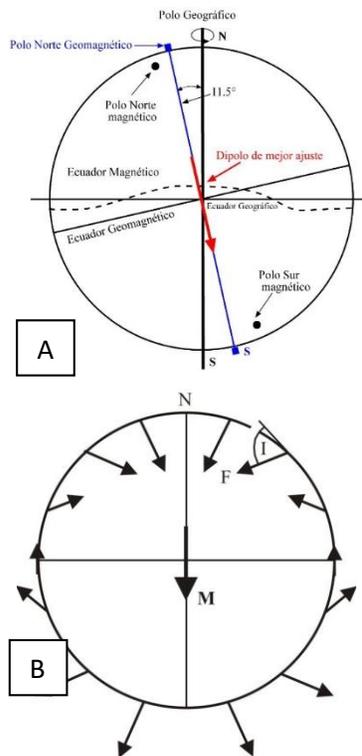
**B:** el campo cortical es producido por las rocas magnetizadas y se encuentra, como su nombre lo indica en la corteza, representando del 1-2% del campo. Varía en función de sus ubicaciones, en rangos de fracciones de nanoteslas hasta miles de nanoteslas. Estas variaciones tan grandes de un lugar a otro se deben a las características del campo magnético en el momento que se magnetizaron estas rocas, así como a las características de las propias rocas (mineralogía magnética, fracciones de minerales magnéticos del total de la roca).

**C:** el campo externo es el producido por corrientes eléctricas provenientes de la ionosfera\* y magnetosfera\* provenientes de la interacción de la radiación solar electromagnética, el viento solar y el CMT. Las variaciones en el campo magnético debido a un origen externo son a menudo sobre escalas de tiempo más cortas así que ellas pueden ser separadas de las contribuciones de las fuentes internas.

**D:** el campo magnético resultado de un proceso de inducción electromagnética, es aquel generado por corrientes eléctricas inducidas en la corteza y en la parte superior del manto por variaciones externas de campo. Estas corrientes surgen debido a una débil conductividad de las rocas, que reaccionan a un campo que varía con el tiempo. El resultado de estas corrientes inducidas es la producción de lo que se refiere como campos inducidos. Las corrientes inducidas por el campo principal son difíciles de percibir mientras que las producidas por el campo externo, son más sencillas de observar.

Como se mencionó arriba, el campo principal, funciona a modo de una dínamo auto-excitada. El efecto dínamo es una teoría geofísica que explica que en el mecanismo dínamo,

el movimiento rápido del fluido en el núcleo exterior de la Tierra (hierro líquido) a través de un campo magnético débil que ya existe, genera una corriente eléctrica (el calor del decaimiento radiactivo en el núcleo induce el movimiento convectivo, pero se cree también que es debida a factores como el enfriamiento del núcleo, el giro de la Tierra sobre su eje y las diferentes densidades del flujo de Fe/Ni del núcleo externo causada por su contacto con el núcleo interno). La corriente eléctrica produce un campo magnético que también interactúa con el movimiento del fluido para crear un campo magnético secundario. Juntos, ambos campos son más intensos que el original y yacen esencialmente a lo largo del eje de rotación de la Tierra. El exceso de constituyentes livianos en el núcleo externo es liberado en el borde del núcleo interno por un congelamiento progresivo del núcleo interno. La baja densidad que



resulta conduce a la convección composicional en el núcleo externo y la combinación de convección y rotación produce el complejo movimiento necesario para una acción de una dinamo que se excita.

El campo geomagnético en un instante no tiene un comportamiento totalmente dipolar, sin embargo, al promediarlo, el campo principal adquiere una configuración que básicamente coincide con la de un dipolo magnético alineado con el eje de rotación y ubicado en el centro de la Tierra.

Este modelo no describe el campo geomagnético actual, que es modelado más de cerca por un dipolo geocéntrico inclinado a 11.5° del eje de rotación de la Tierra

(Fig. 15). Este dipolo inclinado representa 95 % del campo geomagnético presente en la superficie que corresponde a la componente dipolar, mientras que el 5% restante corresponde a la componente no dipolar. Sin embargo, los registros paleomagnéticos que abarcan los últimos 5 millones de años, muestran que la posición promedio del polo geomagnético es del eje de rotación, por lo tanto durante periodos suficientemente largos para medir la

**Fig. 15.** A: Esquema del dipolo magnético geocéntrico inclinado, centrado en un círculo que presenta la Tierra con sus polos magnéticos y geográficos (Adaptada de Lanza y Meloni, 2006) B: Modelo del dipolo geocéntrico axial (GAD) tomado de Butler, (1992). M= dipolo magnético. N= norte geográfico; I= inclinación; F= campo total. Las direcciones e intensidades esperadas del campo magnético producidas por el GAD en la superficie son representadas por las flechas esquemáticas.

variación secular ( $10^5$  años), el campo geomagnético parece estar descrito por el modelo del GAD (Fig. 15).

La inclinación del campo magnético en este modelo está relacionada con la latitud geográfica por la ecuación del dipolo:  $\tan I = 2 \tan \lambda$ . La declinación del campo es cero en todas partes. También se observa que los valores de la intensidad del campo, en general son mayores en los polos ( $60\mu\text{T}$ ) y menores cerca del Ecuador ( $30\mu\text{T}$ ). Este gradiente está definido por contornos, pero que no son líneas paralelas a la latitud, como serían las generadas por un GAD. Igualmente, un GAD producirá líneas que varían de manera regular de  $-90$  a  $90^\circ$  en los polos y  $0^\circ$  en el Ecuador, y aunque de manera general esta es la tendencia en la inclinación, las líneas son más complicadas reafirmando que, aunque el campo se puede aproximar a un GAD, no está perfectamente descrito por este.

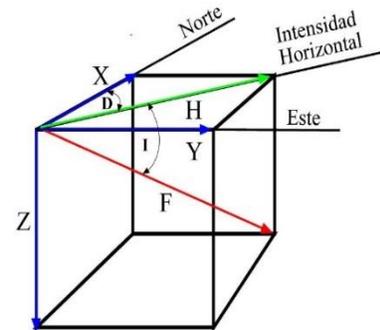
#### 4.7.1 Componentes del Campo Magnético Terrestre.

##### 4.7.1.1 Unidades del Campo Magnético Terrestre

Cuando se habla del campo magnético siempre se habla de  $\mathbf{B}$ . En el sistema internacional de unidades (SI) la unidad de campo magnético es el *weber (Wb) por metro cuadrado ( $\text{Wb}/\text{m}^2$ )*, lo que se denomina como *tesla (T)*. En realidad,  $\mathbf{B}$ , es la inducción magnética debido al campo magnético  $\mathbf{H}$  ( $\text{Am}^{-1}$ ). En la práctica, es frecuente utilizar la unidad del sistema CGS para el campo magnético, llamada *gauss (G)*, la cual está relacionada con el tesla a través de la conversión:  $1\text{T}=10^4\text{G}$ .

##### 4.7.1.2 Representación de los componentes del Campo Magnético de la Tierra

El CMT también se puede representar en forma de líneas de fuerza (Fig. 16) y localmente se expresa con un valor tridimensional (vector). El estudio y conocimiento del campo magnético terrestre (CMT) es gracias al estudio de la magnetización registrada en las rocas, que tienen la capacidad de registrar la dirección del campo magnético de la Tierra existente en el momento de la formación de las mismas, de manera paralela y proporcional. Este campo magnético que se comporta como un dipolo magnético, es expresado en base a un campo vectorial por lo cual, es



**Fig.16.** A: Modelo de líneas de fuerza del campo geomagnético. B: Componentes del CMT. D= Declinación; Y= Componente Este-Oeste; I= Inclinación; Z= Intensidad vertical; H= Intensidad horizontal; F= Intensidad total; X= Componente Norte-Sur.

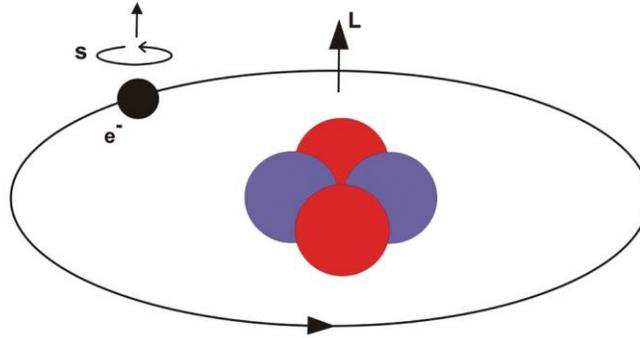
importante caracterizar la intensidad y no únicamente las direcciones de este vector.

El campo vectorial del CMT se describe en la superficie terrestre por tres componentes ortogonales: X, Y y Z, que representan al vector magnético,  $\mathbf{F}$ ; X y Y, son las componentes horizontales del vector (que apuntan al norte geográfico y al este, respectivamente) y Z, la componente vertical (que apunta hacia abajo). La proyección del vector magnético ( $\mathbf{F}$ ) en el plano horizontal nos genera su componente horizontal  $\mathbf{H}$  (que es igual a la combinación de las componentes horizontales X y Y), donde  $\mathbf{H} = \sqrt{X^2 + Y^2}$ . De la misma manera, adicionando la componente vertical Z, se obtiene la intensidad de campo total F que es  $F = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2}$ .

También se puede describir el CMT y la dirección del vector magnético  $\mathbf{F}$ , utilizando coordenadas polares: **declinación, D**, definida como el ángulo entre la componente horizontal ( $\mathbf{H}$ ) del campo magnético  $\mathbf{F}$ , y el norte geográfico; **inclinación, I**, que es el ángulo entre la horizontal del plano y el campo total  $\mathbf{F}$  e intensidad que es la magnitud del vector (Fig. 16).

#### 4.7.2 La magnetización de rocas y minerales

Existen ciertos tipos de minerales como la magnetita que tienen las propiedades de atraer al hierro y a otros metales (níquel, cobalto), esta propiedad recibe el nombre de **magnetismo**, es decir, la propiedad que tiene ciertos cuerpos de atraer a otros y la interacción responsable de ella se llama **fuerza magnética**. El magnetismo de una roca se encuentra en los minerales individuales y tanto los átomos como las moléculas que componen a estos minerales son como pequeños dipolos magnéticos con un **momento dipolar m**. Así, la magnetización de un material está controlada por los momentos magnéticos de los electrones girando alrededor de sus ejes (momento dipolar de giro o espín) o del movimiento de los electrones en sus orbitas alrededor de los núcleos atómicos (momento dipolar orbital Fig. 17).



**Fig. 17** Momento magnético del movimiento orbital de un electrón alrededor de su núcleo de protones y neutrones (L) y momento magnético de su giro axial (S).

Para entender el magnetismo de los minerales primero se debe comprender el comportamiento de los electrones del último nivel energético de los átomos (electrones de valencia), si estos son apareados o desapareados (los electrones desapareados son aquellos que no tiene pareja, que se encuentran solos dentro de un orbital). Lo más importante que debemos tomar en cuenta es el momento de espín del electrón (o momento magnético). Recordemos que el electrón es una partícula con carga negativa que se encuentra en la periferia del átomo y que se ubican en zonas llamadas orbitales, a su vez estos orbitales, se encuentran en subniveles energéticos (s, p, d y f) y estos últimos en niveles energéticos (el cual se conoce como número cuántico principal). Es importante tomar en cuenta que en cada orbital no puede haber más de 2 electrones. Los electrones se representarán en los orbitales con una flecha, ya sea hacia arriba o hacia abajo ( $\uparrow\downarrow$ ), esta es la propiedad llamada “**espín del electrón**” asociada a su comportamiento en un campo magnético. Este “**espín**” es el **momento magnético**, que tiene que ver con la manera en que el electrón se orienta en un campo magnético. De acuerdo a los electrones de valencia de un elemento y si estos electrones se encuentran apareados o desapareados, serán atraídos o repelidos en presencia de un campo magnético.

Cuando un material se expone a un campo magnético, el giro de sus electrones se bambolea hasta producir un momento magnético paralelo al campo al que está expuesto: eso es que en el material se ha inducido una **magnetización (J)** que es **proporcional (k)** al campo de exposición (**H**).

**El campo magnético H**, en una región es definido como la fuerza experimentada por una unidad de carga magnética positiva situada en esa región (unidades en Amp/m).

**La intensidad magnética o magnetización  $J$**  de un material es el momento dipolar magnético o momento magnético (grado de alineación de los dipolos magnéticos) por unidad de volumen (unidades en Amp/m). Para calcular la magnetización de un volumen de partícula, la suma de vectores de los momentos magnéticos es dividida por el volumen que contiene esos momentos magnéticos.

El grado de proporcionalidad **k**, es la **susceptibilidad**, la cual es una constante adimensional para cada material, reportada en unidades SI (Sistema Internacional). La susceptibilidad magnética implica que la magnetización inducida **Ji** es paralela al campo magnético **H**, aunque algunos materiales muestran una anisotropía magnética, donde **Ji**, no es paralela a **H**.

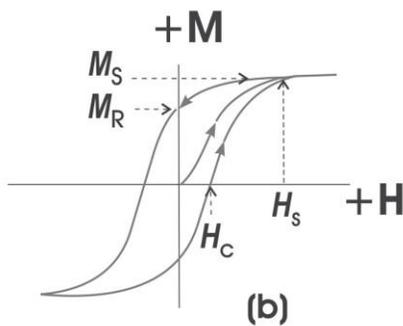
En general para muchos materiales magnéticos, la magnetización es directamente proporcional a la intensidad magnética (**H**) siempre y cuando sus valores no seas excesivos. O sea:

$$M = \chi_m H$$

Donde:

$\chi_m$ : Susceptibilidad magnética del material.

### 4.7.3 La importancia del tamaño



**Fig. 18** Material magnético en un ciclo de histéresis

[Morris \(2003\)](#), indica que hay tres tipos de comportamiento magnético dependiendo del tamaño del grano:

1. El comportamiento magnético de las partículas pequeñas de un **solo dominio** (**SD**, acrónimo en inglés *single domain*), tiene una alta coercitividad y su magnetización puede ser estable encima de periodos de tiempo geológico y por lo tanto son eficientes portadores

paleomagnéticos. La magnetización de los materiales SD expuestos a un campo externo **H** paralelo a la dirección de más fácil magnetización solo se adquiere hasta que el campo  $H_s$  muy alto ([Fig. 18](#)), esto ocurre de manera súbita cuando el material alcanza su máxima magnetización posible, magnetización de saturación ([Fig. 18](#)),  $M_s$ , siendo esta también su magnetización remanente ([Caballero-Miranda, 2011](#)).

2. El comportamiento de partículas mayores o multidominio (MD, acrónimo en inglés *multi domain*) tiene una baja coercitividad y su magnetización decae con el tiempo. Estas partículas son menos efectivas como portadores paleomagnéticos a diferencia de los granos SD. Los materiales MD muestran cambios inmediatos incluso en campos H bajos, estos cambios continúan incrementados a medida que H aumenta hasta alcanzar su Ms, cuando el campo es removido el material conserva una magnetización remanente Mr, igual que en el caso anterior, el mismo comportamiento se repite si aplicas después un campo en sentido puesto (Caballero-Miranda, 2011).
3. El comportamiento de pseudo dominio sencillo (PSD, *pseudo-single-domain* o pseudomonodominio). Algunos materiales con granos MD exhiben un comportamiento similar a los SD debido a imperfecciones cristalinas que impiden la interacción que normalmente existe entre los diferentes dominios de una partícula, este comportamiento se denomina como pseudo dominio sencillo y parece ser común en granos no mayores a 3 dominios.

Para la comprensión de la retención de la Mr se debe considerar adicionalmente al tipo de mineralogía magnética y su tamaño (dominio magnético), el tiempo de relación de la magnetización. Si un grano se magnetiza, la dirección de magnetización se “relajará” en la dirección del campo aplicado en un tiempo específico: tiempo de relajación. Los tiempos de relajación de granos muy pequeños (ca. 20-30 nm de diámetro) son del orden de segundos o minutos, mientras que los tiempos de relajación de partículas de dominio sencillo puede ser millones o miles de millones de años. Por otro lado, granos grandes de PSD, son capaces de retener una Mr por largos periodos de tiempo (varios miles de años): Mr isothermal (IRM), mientras que granos MD retiene una memoria del campo aplicado de solamente unas cuantas decenas de años. El tiempo de relajación para un grano magnético dado es fuertemente dependiente de la temperatura y también del volumen o tamaño del grano. Conforme un grano se enfría por debajo de su temperatura de Curie su tiempo de relajación se incrementa exponencialmente con el descenso de la temperatura: pasando de actuar superparamagnéticamente (en temperatura Curie) a tiempos de relajación del orden de minutos, hasta resultar en el “bloqueo” de la remanencia en el grano para un tiempo que excede la duración de los experimentos de laboratorio (convencionalmente 20 min) y enseguida, cualquier disminución adicional a partir de esta temperatura de bloqueo\* “cierra”

la dirección de remanencia dentro del grano por periodos sustancialmente grande. Por otro lado, si un grano muy pequeño es mantenido a una temperatura constante, justo debajo de la temperatura Curie, su tiempo de relajación será muy corto (actúa superparamagnético). Si el grano crece, eventualmente alcanzará un tamaño en el cual su tiempo de relajación será similar al de la duración en los experimentos de laboratorio, entonces la dirección del campo magnético ambiental quedará bloqueada durante el tiempo del experimento; este volumen es el volumen de bloqueo. Si el grano crece, esto resultara en un incremento exponencial en el tiempo de relajación de los granos.

#### **4.7.4 Temperatura de Curie.**

La **Temperatura de Curie** es lo que hace que algunos materiales (como el hierro), pierden sus propiedades ferromagnéticas, y de esta manera se van a comportar como paramagnéticos.

Recordemos que los materiales están formados por dominios magnéticos, (dicho de otra manera, están formados por pequeños imanes), los cuales se van a ordenar en presencia de un campo magnético y se van atraer o repeler en presencia de un campo magnético. Cuando se aumenta la agitación térmica de las partículas que conforman los dominios magnéticos, estos se desordenan y las distancias interatómicas entre los dominios aumenta y su fuerza de acoplamiento de intercambio disminuye, reduciendo de este modo la magnetización resultante, entonces los momentos magnéticos atómicos se independizan y el material exhibe el paramagnetismo, por lo tanto el material pierde sus propiedades ferromagnéticas. Al enfriarse por debajo de la temperatura Curie y el ferromagnetismo o ferrimagnetismo reaparecen (Morris, 2003). Las temperaturas de Curie de los dos portadores paleomagnéticos más comunes son **580°C para la magnetita y 680°C para la hematita.**

#### **4.7.5 Magnetización remanente natural (NRM, *Natural Remanent Magnetization*)**

La naturaleza vectorial del campo geomagnético puede estudiarse en las rocas debido a que en los procesos geológicos el vector del campo es registrado por los minerales ferrimagnéticos durante su formación y posterior evolución geológica, al registro de esta magnetización permanente presente en una roca se conoce como la **magnetización remanente natural (MRN)**. Es generalmente la resultante de una **magnetización primaria** adquirida cuando la roca se formó y de una **magnetización secundaria** adquirida durante un

tiempo geológico subsecuente. La magnetización secundaria puede incluir varios componentes que fueron adquiridos por la roca durante eventos térmicos y tectónicos posteriores. Uno de los principales objetivos de las investigaciones paleomagnéticas incluye el reconocimiento y separación de estos componentes.

Podemos definir como remanencia como la fuerza o el campo magnético que se necesita para que un imán se desmagnetice.

La magnetización in situ de una roca es la suma vectorial de dos componentes:

$$\mathbf{J} = \mathbf{J}_i + \mathbf{J}_r$$

Donde:

$\mathbf{J}_i$  = es la magnetización inducida

$\mathbf{J}_r$  = la remanencia magnética natural.

En síntesis la **NRM** puede definirse como:

$$\mathbf{NRM} = \mathbf{NRM} \text{ primaria} + \mathbf{NRMs} \text{ secundarias.}$$

Por ello cuando se hacen estudios de laboratorio, es importante separar cuidadosamente las componentes secundarias, develando así la magnetización remanente estable, en este caso la NRM primaria o también llamada **Magnetización Remanente Característica (ChRM)**, por sus siglas en inglés, *characteristic remanent magnetization*).

En las rocas existen diferentes mecanismos para la adquisición de la magnetización remanente. Según el proceso, la magnetización remanente puede ser de diferentes tipos; Magnetización termo remanente, magnetización remanente detrítica, magnetización remanente química, magnetización remanente isotérmica, magnetización remanente viscosa, magnetización remanente anhistórica. Todas son reproducibles en laboratorio durante los estudios paleomagnéticos en las que se emplean en diversos experimentos como parte de procedimientos para diversos fines, particularmente para aislar la NRM original asociada al tiempo de formación de la roca, o la correspondiente a un determinado momento geológico (tiempo de deformación) o bien para conocer la mineralogía magnética. Se describirán solo algunos de ellos.

#### **4.6.5.1 Magnetización termo remanente (TRM, *termal remanent magnetization*)**

Producida por el enfriamiento de las rocas ígneas hasta que la temperatura este por debajo del punto de Curie en presencia de un campo magnético. Cuando una muestra de roca se enfría, el tiempo de relajación y la susceptibilidad aumentan (el tiempo de relajación varia

inversamente con la temperatura y directamente con el volumen de los granos de los minerales). Hay un punto donde  $T=T_c$ , la temperatura de Curie, donde la agitación termal no es suficientemente grande para prevenir alineamiento de los momentos magnéticos. A este punto la muestra adquiere una magnetización en la dirección del campo ambiental, que se queda inmóvil con más enfriamiento. En cambios posteriores, la dirección de TRM puede ser reiniciada si la temperatura aumenta sobre la temperatura de Curie relevante en un evento térmico (García-Amador, 2014).

#### ***4.6.5.2 Magnetización remanente isotérmica (IRM, Isothermal Remanente Magnetization)***

Es adquirida por una roca, debido a su exposición corta a campos magnéticos muy fuertes ( $>10\text{mT}$ ), incluso sin incrementar la temperatura puede resultar en una reorganización de una parte del TRM inicial. Una importante fuente de IRM son los relámpagos. Esta magnetización también puede ser inducida artificialmente con un electroimán en el laboratorio, generalmente a temperatura ambiental ( $21^\circ\text{-}23^\circ\text{C}$ , García-Amador, 2014 y Caballero-Miranda, 2011).

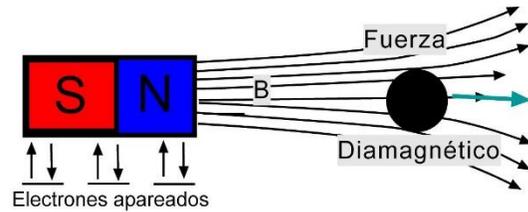
#### **4.7.6 Clasificación de los materiales magnéticos.**

Un mineral sometido a un campo magnético se imantará de acuerdo con su composición y estructura cristalina. El momento magnético resultante determina diferentes estados magnéticos de acuerdo con las propiedades del mineral. No todos los materiales a nivel atómico se comportan de la misma manera al exponerse a un campo magnético externo. En la mayoría, el momento magnético producido paralelo al campo externo se pierde tan pronto como el campo es retirado, esto es, que tiene susceptibilidades bajas y solo unos cuantos, aquellos con susceptibilidades mucho más altas, son capaces de conservar una magnetización remanente. De acuerdo con los momentos magnéticos resultantes los minerales se van a clasificar de la siguiente manera.

#### 4.6.6.1 Materiales que no conservan magnetización remanente.

##### 4.6.6.1.2 Diamagnéticos

Son materiales débilmente magnéticos. En los materiales o minerales diamagnéticos, los electrones del átomo se encuentran apareados, tienen los niveles energéticos de sus electrones completos (electrones pares en sus capas, por ejemplo, el Helio). Dicho de otra manera, un electrón

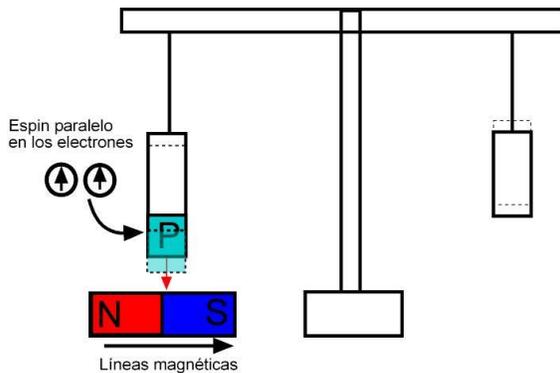


**Fig. 19** Representación de un material diamagnético en presencia de un campo magnético provocado por un imán. Se puede observar como el material diamagnético es repelido y presenta una fuerza contraria al campo aplicado. En los materiales diamagnéticos los electrones están apareados.

cuyo espín es hacia arriba, presentará también otro electrón con su espín hacia abajo (Fig. 19), de esta manera los campos magnéticos se cancelarán y este material no será atraído por ningún campo magnético. Estos materiales, exhiben una magnetización inducida opuesta al campo magnético aplicado (Morris, 2003), se orientan hacia las zonas en la cual la intensidad del campo es menor y se van a repeler, es decir, sus dipolos magnéticos atómicos se alinean en la dirección contrario a un campo magnético externo aplicado al material, es decir, se orientan paralela pero inversamente al campo externo debido a esto la susceptibilidad de estos materiales es negativa y de muy bajos valores, En ausencia de un campo magnético el momento resultante es nulo, debido a la difusión. Los materiales diamagnéticos crearan un campo magnético temporal en presencia de un campo magnético externo. Este efecto, puede ser explicado por la ley de Lenz, la cual establece que el campo producido por un conductor moviéndose en un campo magnético tiende a ser opuesto al campo externo. Susceptibilidad  $k < 0$ . Las susceptibilidades de las sustancias diamagnéticas son independientes de la temperatura.

*Ejemplos: cuarzo ( $SiO_2$ ), ortoclasa ( $KAlSi_3O_8$ ), bismuto (Bi), plata (Ag), plomo (Pb).  
Y rocas como la calcita y la dolomita.*

## 4.6.6.1.3 Paramagnéticos



**Fig. 20.** Una balanza presenta del lado izquierdo un material paramagnético el cual es atraído hacia un campo magnético externo representado por un imán. P, Paramagnético; N, Norte; S, Sur.

El paramagnetismo es relevante solo para una clase pequeña de materiales, pero la mayoría de los minerales son paramagnéticos sobre la temperatura de Curie (Ver sección 1.3.1). Los materiales con momentos magnéticos (dipolos magnéticos) permanentes que tienden a alinearse paralelamente a un campo magnético externo se llaman paramagnéticos. En ausencia de un campo magnético el momento resultante es nulo. Bajo la influencia de un campo magnético los momentos tenderán a alinearse en dirección del campo, es decir la imantación inducida será paralela al campo, se orientan hacia las zonas donde la intensidad del campo es mayor (Fig. 20). Su susceptibilidad  $k$  es positiva y de magnitud baja, pero algo mayor que en el grupo de diamagnéticos.

En los materiales paramagnéticos se tiene uno o más electrones, donde el “espín” de estos electrones, se encuentran alineados o desapareados, por lo que se atraen (tomando en cuenta que, un electrón es una carga en movimiento y una carga en movimiento produce un campo magnético). Entonces, algo que es paramagnético será atraído hacia un campo magnético externo, de forma que el material se comporta como un imán.

Los átomos con un número par de electrones tienden a ser diamagnéticos y los que tiene un número impar de electrones tienen a ser paramagnéticos.

Por ejemplo, el nitrógeno y el oxígeno, presentan electrones desapareados y son paramagnéticos, debido a que sus momentos de espín tienen la misma dirección y no hay un segundo electrón con un espín contrario que anule los efectos magnéticos. Susceptibilidad  $0 < k < 1 \times 10^{-3}$  (SI). La susceptibilidad magnética en estos materiales disminuye al aumentar la temperatura.

*Ejemplo: micas, anfíbol, granate, turmalina, olivino (Fayalita), piroxenos, ilmenita, aluminio.*

#### **4.6.6.2 Materiales que si conservan magnetización remanente.**

Los materiales que conservan magnetización remanente, aun en ausencia de un campo externo, son conocidos en general como ferromagnéticos, o más coloquialmente como magnéticos y por lo regular son fácilmente identificables porque son atraídos por un imán. En ellos los espines de sus electrones se acoplan de forma espontánea, alineándose paralelamente mediante una interacción que permanece aún en ausencia de campo externo; propiedades denominada magnetización espontánea. Estas propiedades se presenta en los elementos de la primera serie de transición con electrones no apareados en la capa 3d, mitigando la magnetización que surge del movimiento orbital de los electrones.

Así el ferromagnetismo se sobrepone al paramagnetismo de tal forma que ante un calentamiento por sobre una temperatura critica, los materiales ferromagnéticos se comportaran paramagnéticamente. Esta temperatura crítica es diferente y característica para cada material, por lo que sirve para su identificación, se denomina Curie o Neel para el caso de los ferrimagnéticos. Estos calentamientos suceden habitualmente en diversos procesos geológicos o bien se producen en condiciones de laboratorio. Similarmente, materiales paramagnéticos a temperatura ambiente, son capaces de retener una magnetización a muy bajas temperaturas.

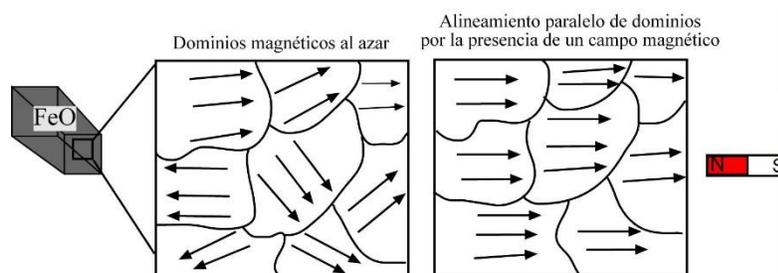
##### *4.6.6.2.1 Ferromagnéticos*

Los materiales ferromagnéticos difieren de los paramagnéticos y diamagnético en que presentan un campo magnético intrínseco cientos o miles de veces mayor que el campo externo y que pueden presentar imantación permanente incluso en ausencia de campo externo. El ferromagnetismo es un fenómeno físico en el que se produce un ordenamiento magnético de los momentos magnéticos (o spin de los electrones desapareados de las ultimas capas del átomo) de la muestra. Consiste en un proceso, mediante el cual se logra hacer que los spines de los electrones en los orbitales se orienten sin necesidad de aplicar un campo magnético externo intenso y cuando esto sucede, el material adquiere una atracción magnética o magnetización permanente muy grande. Si los momentos magnéticos permanentes interactúan colectivamente para producir un orden magnético de largo alcance puede aparecer una magnetización espontanea, no requiriendo de un campo magnético, sin embargo, en presencia de este, la susceptibilidad es mucho más elevada. En otra forma, se

puede decir que los materiales ferromagnéticos son aquellos que presentan susceptibilidades magnéticas muy grandes y positivas.

A diferencia de los materiales paramagnéticos, en los materiales ferromagnéticos la alineación de los momentos magnéticos queda permanente, mientras que, en los materiales paramagnéticos, los dipolos o spines vuelven a su estado original al retirar el campo magnético lo que elimina la magnetización del material. Como ejemplo, podemos tener una muestra de Hierro, la cual está conformada por dominios magnéticos y a su vez por dipolos producto de los electrones desapareados en sus átomos, cuando los dominios se encuentran en presencia de un campo magnético, crecen por la alineación de los dipolos, creando un mono dominio magnetizando el material incluso de manera permanente (Fig. 21).

A temperatura ambiente los únicos materiales ferromagnéticos son el hierro, níquel, cobalto y el gadolinio (metales) y a temperaturas bajas otros materiales y aleaciones pueden presentar comportamientos ferromagnéticos. A temperaturas muy altas todos los materiales dejan de ser ferromagnéticos, hay una temperatura crítica para los materiales ferromagnéticos, llamada temperatura de Curie, por encima de la cual un material ferromagnético pierde su magnetización espontánea y se convierte en paramagnético. A la temperatura de Curie no hay magnetización espontánea. La transición del comportamiento ferromagnético o paramagnético constituye un cambio de fase. En ricas débilmente ferromagnéticas,  $1 \times 10^{-3} < k < 4 \times 10^{-3}$  (SI). Moderadamente ferromagnética,  $4 \times 10^{-3} < k < 4 \times 10^{-2}$ . Fuertemente ferromagnéticas  $k > 4 \times 10^{-2}$  (SI).



**Fig. 21.** Esquema que muestra los dominios magnéticos al azar (izquierda) y la alineación de los dominios magnéticos (derecha) en presencia de un campo magnético (imán).

#### 4.6.6.2.2 Ferrimagnéticos

En minerales ferromagnéticos los spines de los electrones se alinean espontáneamente. El alineamiento perfecto solamente ocurre en unos metales, como con el hierro metálico en el núcleo de la Tierra, y las aleaciones. En otros materiales, como la

magnetita, el alineamiento no está completo lo cual resulta en ferrimagnetismo. Estos materiales presentan un grado de magnetismo menor que los materiales ferromagnéticos.

*Ejemplo: serie magnetita ( $Fe_3O_4$ ) – ulvoespinela ( $Fe_2TiO_4$ )*

#### 4.6.6.2.3 Antiferromagnéticos

En los materiales antiferromagnéticos, los momentos magnéticos de iones\* se orientan de forma anti-paralela. Estos materiales no son magnéticos aún bajo acción de un campo magnético inducido. Son comparables con los minerales paramagnéticos pero en un campo magnético la imantación inducida es positiva pero mucho más débil que en los paramagnéticos.

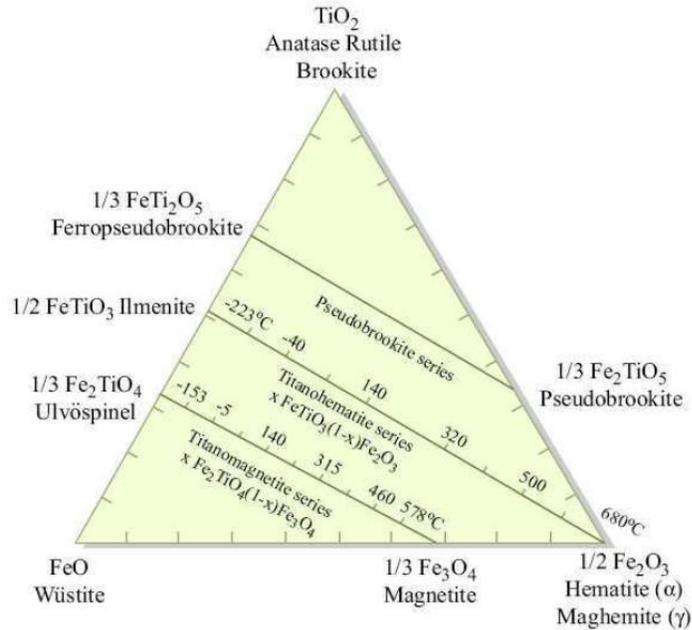
Un tipo especial de comportamiento magnético es el llamado superparamagnetismo que presentan granos ferrimagnéticos extremadamente pequeños (0.001-0.01 micrómetros de diámetro), caracterizado por una magnetización inducida bajo un campo externo H que son incapaces de retener la magnetización una vez retirado el campo a temperatura ambiente., fenómeno que se atribuye al desarrollo de vibraciones térmicas.

#### 4.7.7. Principales minerales magnéticos

Los minerales más importantes que forman rocas con propiedades magnéticas son:

- Magnetita:  $Fe_3O_4 = Fe^{2+}Fe^{3+}_2O_4$
- Hematita:  $Fe_2O_3 = Fe^{2+}Fe^{3+}_2O_3$  (se puede formar de la oxidación de magnetita)
- Ilmenita:  $FeTiO_3$

Las propiedades magnéticas de estos minerales magnéticos y las series continuas de soluciones sólidas entre ellos, pueden ser mostradas en un diagrama ternario del sistema  $FeO - TiO_2 - Fe_2O_3$  (Fig. 22). En este diagrama, la temperatura de Curie disminuye desde la derecha hacia la izquierda, y, generalmente, la susceptibilidad aumenta desde la derecha hacia la izquierda.



**Fig. 22.** Sistema ternario de FeO – TiO<sub>2</sub> – Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> que muestra las tres series de soluciones sólidas principales encontradas en rocas ígneas.

Otros minerales de hierro comunes en las rocas ígneas y metamórficas, en suelos y sedimentos, son los oxihidróxidos de hierro, entre ellos, el más importante es la goetita ( $\alpha$  FeOOH), que es la forma estable del óxido de hierro en suelos de regiones húmedas y también resulta de la alteración de la pirita (FeS<sub>2</sub>) en calizas. La goetita es ortorrómbico y antiferromagnético con una temperatura de Neel de 120°C, pero la goetita natural comúnmente muestra un débil ferromagnetismo. La deshidratación natural de la goetita (en el laboratorio a un calor de 300-400°C) produce hematita y es un proceso importante en la formación de los sedimentos rojos. Lepidocroita ( $\alpha$  FeOOH) es un oxihidróxido con una estructura cristalina cubica y es paramagnético a temperatura ambiente (temperatura de Neel de 196°C). La lepidocroita a menudo se convierte en goetita o en maghemita por deshidratación.

La pirrotita es un sulfuro de hierro ferrimagnético con una estructura cristalina monoclinica con una composición de Fe<sub>7</sub>S<sub>8</sub> a Fe<sub>9</sub>S<sub>10</sub>. La temperatura de Curie es de 320°C y la magnetización por saturación puede alcanzar 130 G. La pirrotita se forma generalmente por la diagénesis de sedimentos marinos en ambientes de depositación con abundante entrada orgánica pero también puede formarse en aureolas metamórficas que rodean a los intrusivos ígneos.

#### 4.7.8 Tipos de desmagnetización y descripción de las técnicas analíticas.

##### 4.7.8.1 Desmagnetización por campos alternos (AF, Alternating field).

El principio de la desmagnetización por AF (*alterned field*), se basa en el decrecimiento de la amplitud de un campo magnético alterno aplicado a lo largo de un periodo. El campo alterno se produce pasando una corriente alterna\* a través de una bobina\*.

La exposición de la muestra al campo magnético alterno ( $H_{AF}$ ) seleccionado, causa que los granos de menor o igual coercitividad\* ( $H_c$ ) se alineen, la magnetización de estas partículas se queda en una posición al azar por lo que el momento magnético de éstas se cancela mutuamente y la contribución neta de las partículas con  $H_c < H_{AF}$  es destruida, quedando las remanencias de las partículas con coercitividades mayores que las del campo aplicado,  $H_c > H_{AF}$ . El proceso debe efectuarse secuencialmente a lo largo de 3 ejes ortogonales, con incrementos sucesivos en el campo aplicado, midiendo la remanencia después de cada incremento (García-Amador, 2014). El campo máximo obtenido es usualmente alrededor de 100 mT (Morris, 2003).

La desmagnetización de AF es más efectiva para las rocas en las que la magnetita o titanomagnetita es el mineral ferromagnético dominante presente. Una ventaja de la técnica es que no produce alteración química en un espécimen, que es un problema común con la desmagnetización térmica. Sin embargo, el tratamiento de la AF es ineficaz en la desmagnetización de las rocas donde la remanencia es llevada por la hematita o la goethita, que tienen coercitividades que exceden las de la mayoría de los sistemas de desmagnetización de AF (Morris, 2003).

##### 4.6.8.2 Desmagnetización por temperatura

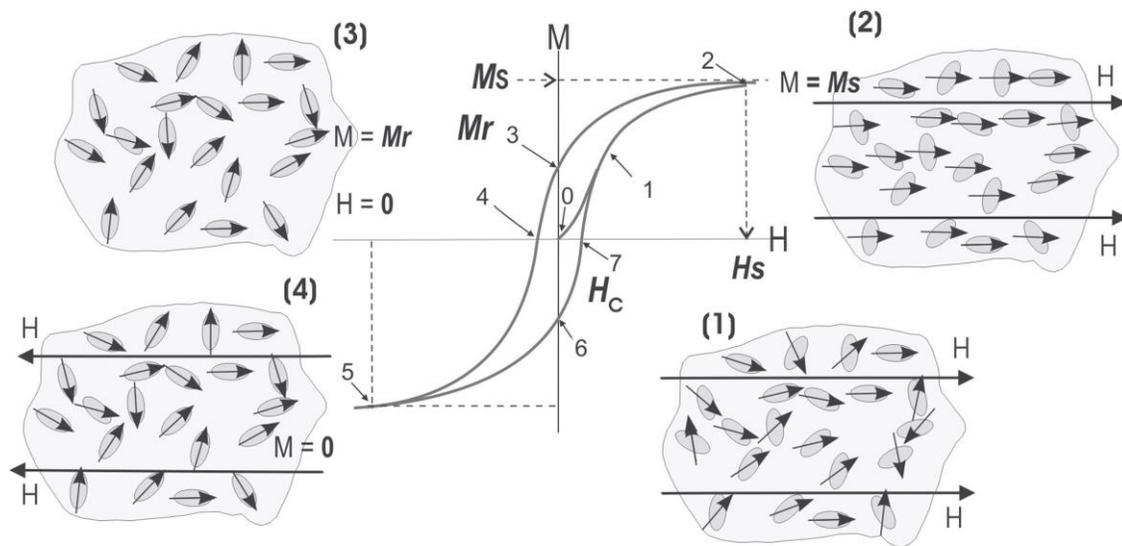
El tratamiento se basa en el calentamiento de los especímenes en un horno con blindaje magnético, sometidos a temperaturas progresivas, desde la ambiental hasta los 700 °C. Al igual que en la desmagnetización AF, después de cada secuencia de aumento de temperatura se hace una medición en el magnetómetro a temperatura ambiente. El proceso se continúa hasta que el magnetismo de los especímenes es destruido por completo, esto debido a que con el incremento de las temperaturas en los minerales con **temperaturas de desbloqueo**,\* cerca del punto de Curie, iguales o menores, pierden su magnetización (García-Amador, 2014).

### 4.6.8.3 Ciclos de Histéresis

El principio del ciclo de histéresis es estudiar la respuesta en la magnetización de los materiales (en este caso rocas) a un campo externo aplicado, primero positivo y después negativo, hasta completar el ciclo.

Cuando se estudia el comportamiento de la densidad de flujo magnético  $B$  en función de la intensidad magnética  $H$ , se obtiene una curva como la de la Fig. 23 apareciendo el fenómeno de la histéresis. Su forma y tamaño dependen de las propiedades del material y de la intensidad del campo magnético aplicado.

Los ciclos de histéresis grafican el comportamiento de los materiales al aplicar el campo en un sentido hasta alcanzar la  $M_s$  (magnetización de saturación, punto 2, Fig. 23) del material, después una vez removido el campo hasta donde conserva su  $M_r$  (magnetización remanente, punto 3, Fig. 23) y el comportamiento a partir de aquí al aplicar nuevamente un campo en sentido inverso hasta lograr una  $M$  cero (punto 4, Fig. 23) y nueva  $M_s$  del material (ahora en sentido inverso, punto 5, Fig. 23) seguido del retiro del campo hasta donde el material conserva su  $M_r$  (punto 6, Fig. 23) y de aquí al inicio de un nuevo ciclo de magnetización con un campo en el sentido inicial.

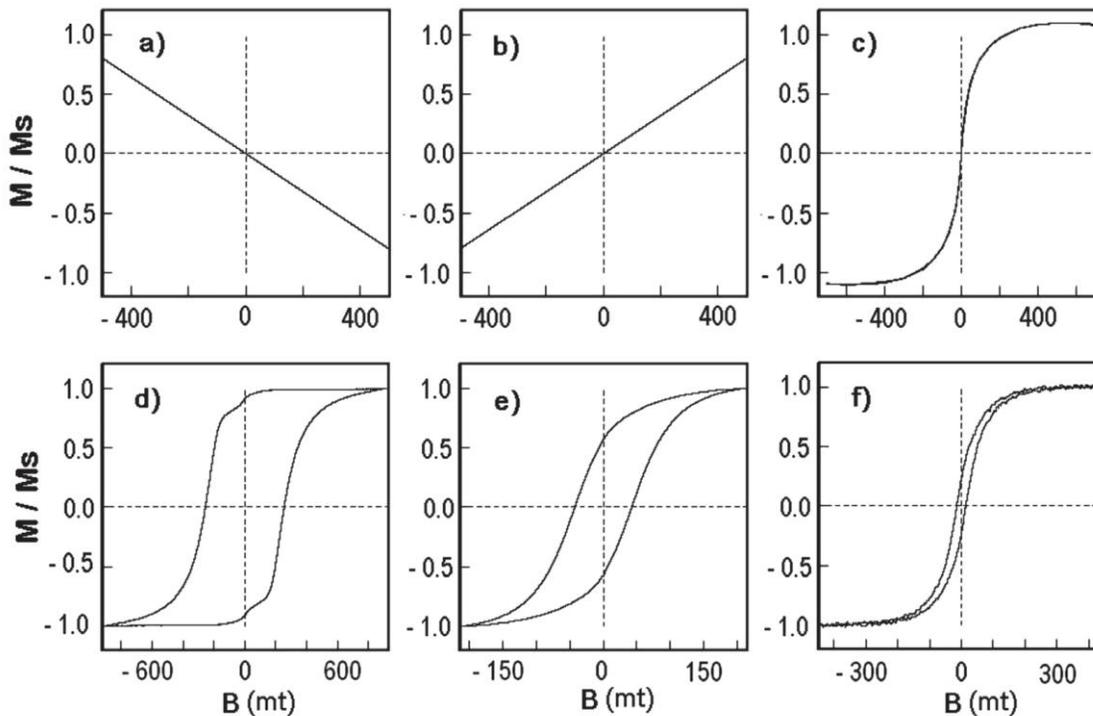


**Fig. 23.** Gráfica de la curva de Histéresis para un material con el 5% en volumen de partículas alargadas de dominio sencillo. Los dibujos alrededor de la gráfica ilustran el comportamiento en los puntos 1, 2, 3 y 4.  $M$ = magnetización,  $M_s$ ) magnetización de saturación,  $H$ = campo magnetizo de exposición,  $H_s$ = campo de saturación (modificado de Butler, 1992)

Los materiales magnéticamente duros como los imanes permanentes son aquellos que tiene un ciclo de histéresis ancho (área encerrado por la curva es grande); y los materiales

magnéticamente blandos como los núcleos de los transformadores tienen un ciclo de histéresis angosto (área encerrada por la curva es pequeña) el área encerrada por la curva representa la energía disipada durante el ciclo de magnetización. El campo coercitivo  $H_c$ , es el campo magnético necesario para que la magnetización del material sea cero. La magnetización remanente  $M_r$ , es la magnetización que aparece en el material a pesar de que el campo magnético en él sea cero.

Las gráficas de estos ciclos permiten identificar el tipo de material mediante: (1) los valores de la  $M_s$  y el valor del campo aplicado bajo el que se adquiere ( $H_s$ , Fig. 23) y (2), la amplitud del ciclo o el valor de la coercitividad (valor del campo en el punto 7, Fig. 23). Usualmente estos ciclos de histéresis se grafican usando el campo de inducción  $B$ , en teslas, que es el que se aplica con los instrumentos de laboratorio y con el valor de la magnetización normalizada con el fin de comparar mejor el comportamiento magnético entre los diferentes materiales (Fig. 24).



**Fig. 24** Gráficas de ciclos de histéresis que ilustran el comportamiento de materiales (a) diamagnético, (b) paramagnético, (c) superparamagnético (d) antiferromagnético imperfecto, (e) ferrimagnético (f) pseudo dominio sencillo (PSD), tomado de Tauxe, 2007)

Esta es una técnica rutinaria de las más empleadas para la identificación de la mineralogía magnética no solo para los trabajos de AMS sino del paleomagnetismo en general en todas sus diversas aplicaciones.

#### 4.6.8.4 Adquisición de la magnetización remanente isoterma (IRM)

La magnetización remanente isoterma (IRM) es el resultado de la exposición en un breve tiempo a campos magnéticos altos y a temperatura constante. Este experimento es útil para el análisis del espectro de coercitividad de minerales magnéticos, tales como la magnetita, hematita y goethita. Es así que la trayectoria de la adquisición de la IRM representa de manera indirecta la mineralogía magnética presente en una muestra. Los minerales magnéticos como la magnetita saturan a campos relativamente bajos, menores a 300 mT, presentando baja coercitividad; mientras que la hematita y goethita presentan una alta coercitividad, saturando por encima de las 3 T.

#### 4.7.9 Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (AMS, *Anisotropy of magnetic susceptibility*).

En [Caballero-Miranda, \(2011\)](#) se explican los principios de la **Anisotropía de Susceptibilidad Magnética** y su relación con la **fábrica** o petrofábrica, términos que suelen manejarse como sinónimos, aunque no lo son.

Fábrica, también mencionada como petrofábrica por algunos, es un término del inglés que se refiere a tela, tejido, tramado, textura o estructura, de ahí su empleo para referirse al arreglo espacial y orientación de las dimensiones particulares (la dimensión mayor y/o menor) de elementos como minerales, granos, clastos, fósiles, etc., que constituyen a una roca, tanto a nivel macroscópico como microscópico. Este arreglo espacial es un factor determinante en el control de la susceptibilidad magnética, que es la propiedad de un material por el cual campos magnéticos idénticos aplicados en diferentes direcciones produce diferentes intensidades de magnetización inducida. Esto se puede observar a su vez, de mayor o menor magnitud a lo largo de ciertas direcciones en un mismo material o cuerpo rocoso, eso quiere decir que son anisotrópicas. De tal forma que mediante el estudio de la anisotropía de estas propiedades es potencialmente posible determinar la fábrica de las rocas.

La anisotropía de la susceptibilidad magnética es una técnica que permite determinar la fábrica de las partículas pequeñas de las rocas (generalmente granos ferromagnéticos) de una forma rápida en comparación con mediciones microscópicas o macroscópicas de los

elementos de la fábrica. Es un método rápido y no destructivo (Caballero-Miranda, 2011; Ferrando, *et al.*, 2014). La AMS se define en términos del elipsoide de susceptibilidad magnética, que tiene ejes principales a lo largo de las direcciones de susceptibilidad máxima ( $k_1$ ), intermedia ( $k_2$ ) y mínima ( $k_3$ ).

- Si  $k_1 = k_2 = k_3$ , el elipsoide es esférico y la muestra tiene una susceptibilidad magnética isotrópica.
- Si  $k_1 \approx k_2 > k_3$ , el elipsoide es oblató (en forma de disco): se observan comúnmente en rocas sedimentarias y en rocas con una foliación significativa, con  $k_3$  orientado perpendicularmente a la estratificación o a la foliación.
- Si  $k_1 > k_2 \approx k_3$ , el elipsoide es prolato (en forma de cigarro): se pueden observar en los flujos de lava volcánica y sedimentos depositados en la corriente, donde  $k_1$  está alineado paralelamente a la dirección del paleoflujo.

Para que los elementos de una roca puedan orientarse, o adquirir una “orientación preferencial”, se requiere que tales elementos no sean esféricos y así puedan orientarse conforme a las fuerzas a las que están sujetos. El campo gravitacional es una de estas fuerzas que orienta los ejes largos de las partículas paralelos a la superficie en la que se depositan y/o el eje corto perpendicular a esta superficie.

El flujo del magma o lava y la deformación interna asociada al mismo –cizalla simple, o esfuerzo cortante, producen arreglos como alineación de ejes largos (ejes  $c$ ) de minerales prismáticos (hornblendas y feldespatos), paralelos a la dirección del flujo y planos de foliación del flujo constituidos por el paralelismo de minerales tabulares (micas) o de caras grandes de minerales, estructuras que no siempre son evidentes a simple vista y difíciles de determinar en análisis microscópicos.

Cuando la orientación de los elementos de la fábrica es producida por esfuerzos externos se denominan fábricas secundarias de deformación en las cuales los elementos rotan, se deforman, se desplazan y/o se trituran y se tiene el crecimiento de nuevos elementos bajo un campo de esfuerzos, tal es el caso de la fábrica de las rocas metamórficas e incluso de rocas sedimentarias.

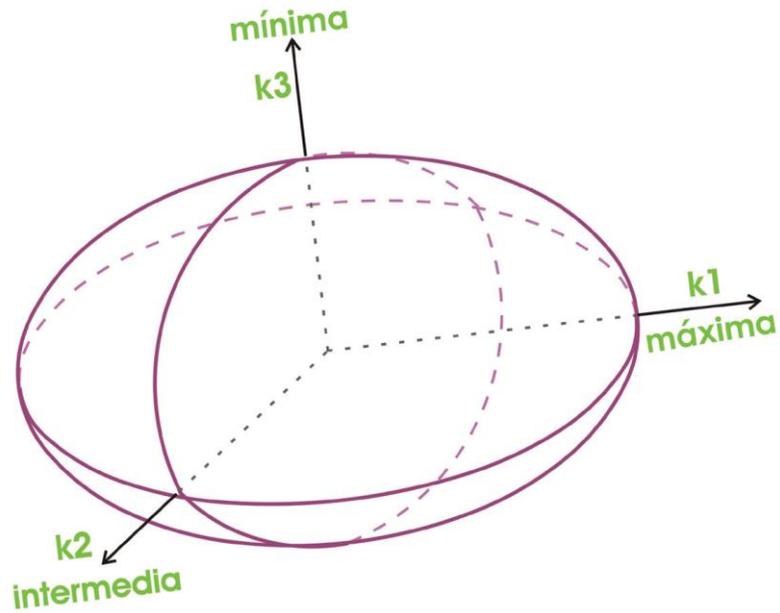
La anisotropía es la característica de los cuerpos cuyas propiedades físicas dependen de la dirección. En el caso del magnetismo, los cuerpos tienen al menos dos propiedades magnéticas de importancia que varían según la dirección del cuerpo en que se midan, una es

la susceptibilidad magnética y la otra es la magnetización remanente (anisotropía de magnetización remanente o ARM, por sus siglas en inglés, *Anhyseretic remanente magnetization*) pueden utilizarse para determinar la fábrica magnética de los cuerpos. No obstante dado que cada tipo de anisotropía reside en conjuntos sensiblemente diferentes, pero con intersección de un buen número de elementos, la fábrica magnética determinada con cada anisotropía puede llegar a ser completamente diferente.

Las fabricas magmáticas resultan del movimiento del magma que orienta y redistribuye los cristales. Las evidencias más claras del flujo magmático son la orientación de los cristales y la segregación de bandas con distintos contenidos de cristales e inclusiones sólidas. No siempre estas texturas son fáciles de observar en el campo, en particular en los monzogranitos, donde la carencia o escasez de minerales achatados y/o alargados no permiten reconocer el flujo magmático. En algunos casos los indicadores de flujo solo se encuentran en forma localizada por lo cual no son útiles para comprender la evolución completa del plutón. También existen numerosos granitos que no tienen evidencias del flujo, aparentando tener una fábrica isótropa. Sin embargo los estudios de detalle realizados sobre números cuerpos graníticos, asistidos por las técnicas que miden la anisotropía de la susceptibilidad magnética (AMS) de las rocas, han revelado que todos ellos tiene una fábrica magmática anisotrópica.

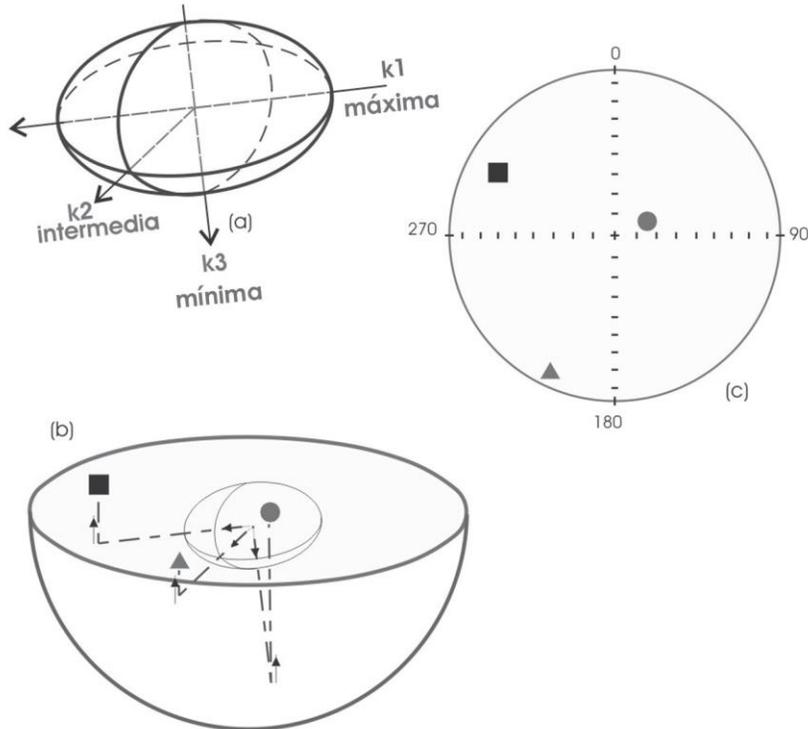
#### **4.6.9.1 Representación de la anisotropía magnética**

El tensor de la AMS se representa gráficamente por medio de un elipsoide con sus tres ejes ortogonales, cada uno de ellos correspondiendo a las direcciones principales de susceptibilidad:  $k_1 > k_2 > k_3$ , correspondiendo a los ejes mayor, intermedio y menor del elipsoide (Fig. 25).



**Fig. 25** Elipsoide de susceptibilidad que representa el tensor de susceptibilidad. Sus ejes ortogonales corresponden en orientación y magnitud con los ejes principales de susceptibilidad. Su orientación en el espacio se define en el dibujo por las coordenada (x, y, z).

La orientación en el espacio de los ejes de los elipsoides de AMS se efectúa por medio de coordenadas cartesianas (X, Y, Z) o por coordenadas polares de declinación y orientación de cada eje. Estas direcciones principales se representan habitualmente en diagramas circulares de proyecciones ecuatoriales de igual área efectuadas sobre el hemisferio inferior, empleando una simbología convencional: cuadros, triángulos y círculos llenos para representar respectivamente los ejes  $k_1$ ,  $k_2$  y  $k_3$ . Estas son proyecciones ortográficas, ya que van de la esfera de un hemisferio, el inferior, al plano ecuatorial, al cual llegan mediante líneas ortogonales, lo que tiene el efecto geométrico de conservar las áreas en el plano de proyección ecuatorial. (Fig. 26)



**Fig. 26** Proyección ecuatorial del elipsoide de AMS en diagramas circulares de igual área. Cada eje se proyecta hacia la hemisferio inferior de la esfera en la que se inscribe el elipsoide y de ahí hacia el círculo ecuatorial en líneas ortogonales a este plano ecuatorial (red o proyección Smith)

Comparativamente para el caso de los vectores de magnetización, los diagramas circulares de proyección ecuatoriales empleados para su representación son de igual ángulo, empleando círculos llenos cuando el vector apunta hacia abajo, esto es hacia el hemisferio inferior de la esfera y círculos vacíos cuando el vector apunta hacia el hemisferio superior. Cada elipsoide graficado corresponde con la medición de la AMS de un espécimen; debido a que en un mismo sitio se toman varias muestras, se grafican todas ellas y se hace un manejo estadístico direccional para obtener una media representativa.

#### 4.6.9.2 Parámetros de la anisotropía magnética

Los parámetros de la anisotropía magnética son relaciones entre las magnitudes de los ejes del elipsoide de la AMS, que sirven para determinar lo siguiente (Caballero-Miranda, 2011):

- **El tamaño**
- **La buena o mala definición**
- **La forma que tienen los elipsoides comparativamente**

Para cada parámetro se han propuesto diversas formas de evaluación. Enseguida se describe cada tipo de parámetro:

- **Susceptibilidad media, representativa de una muestra o de todo un sitio analizado:** evalúa que tan **grande (tamaño)** es el elipsoide y que tan confiables son las mediciones ya que valores demasiado bajos quedarían en el límite de medición instrumental. Da una idea de la mineralogía magnética
- **La magnitud de la anisotropía, comparable con la relación de aspecto de los clastos:** evalúa que tan **bien desarrollado (buena o mala definición)** se encuentra el elipsoide con respecto a una esfera y con ello evaluar la validez y significado de los arreglos en la orientación de los ejes. Sus valores se relacionan principalmente con la mineralogía magnética; valores altos como en el caso de la hematites, pueden tener susceptibilidades relativamente bajas.
- **La forma del elipsoide,** para evaluar la excentricidad del elipsoide y así determinar si es **alargado** (prolado), **aplastado** (oblado) o **neutro** (triaxial) y con ello evaluar su potencialidad para desarrollar arreglos foliados: foliación magnética o lineados: lineación magnética. Sus valores dependen principalmente de la mineralogía magnética.

#### 4.6.9.3 Mediciones de la AMS

La susceptibilidad magnética se obtiene al exponer a una roca o material de volumen ( $m^3$ ) o masa (kg) conocidos, y a temperatura ambiente ( $20-23^\circ C$ , ya que la susceptibilidad varía con la temperatura), a un campo externo ( $H$ ). Con ello se le induce al material una magnetización ( $M$ ), cuya magnitud depende de: (a) su contenido y proporción de minerales ferromagnéticos, paramagnéticos y diamagnéticos y de (b) la magnitud de los campos empleados para medirla. Si para la producción del campo  $H$  se aplican campos de inducción bajos ( $< 1mT$ ), se asume que hay una linealidad aceptable entre la  $M$  y el  $H$ , pero si se emplean campos más altos ( $> 10mT$ ), la no linealidad es lo común. Debido a lo cual la mayoría de los instrumentos aplican campos bajos.

La AMS es entonces habitualmente obtenida mediante campos bajos aplicados en varias direcciones.

Los trabajos que se han realizado, comprobaron que existe una buena concordancia entre las fábricas magmáticas y las magnéticas, por lo cual en la actualidad se utiliza casi en

forma rutinaria para determinar la estructura magmática de los plutones. El análisis de la fábrica magnética también contribuye a comprender los procesos del emplazamiento de los cuerpos ígneos, pudiendo distinguir la sucesión de pulsos magmáticos que componen un plutón.

La susceptibilidad magnética de una roca es casi siempre anisótropa, dependiendo del grado de anisotropía de la forma de los granos y de su orientación. Los minerales cúbicos, como por ejemplo la magnética, con formas alargadas pueden presentar una susceptibilidad máxima paralela a la elongación de los granos. Los minerales planos, como las micas, o alargados como los anfíboles, ambos paramagnéticos, son ideales para medir la fábrica magnética y permiten determinar los planos de foliación y lineación respectivamente. El cuarzo y feldespato (diamagnéticos), que son los minerales más abundantes en las rocas graníticas, no son favorables para medir la anisotropía de la fábrica magnética por que por sus formas equidimensionales, se comportan magnéticamente como isótropos.

La aplicación de AMS para el estudio de los cuerpos ígneos debe fundamentarse en estudios texturales y mineralógicos detalladas, a fin de poder relacionar los elipsoides magnéticos con el flujo magmático y la dirección del mismo. En las lavas, la aplicación de la AMS es más compleja que en los cuerpos intrusivos debido a las altas tasas de cizalla de los flujos rápidos, que complica la interpretación.

#### **4.7.10 Susceptibilidad vs. Temperatura**

Este método proporciona información sobre la composición de la mineralogía magnética presente en una muestra, ya que cada mineral magnético posee un punto de Curie (o Néel) único en altas temperaturas. Cuando una muestra es calentada por arriba de su temperatura de Curie, se vuelve paramagnética, y su magnetización de saturación y susceptibilidad magnética decaen dramáticamente; de esta manera, cuando la muestra es “enfriada” hasta acercarse al cero absoluto ( $0^{\circ}\text{K}$ ), ésta también presenta conductas específicas que se reflejan en la susceptibilidad magnética. Así, este experimento consiste en la medición continua de susceptibilidad magnética de la muestra durante un primer proceso de baja temperatura, entre  $-200^{\circ}$  y  $27^{\circ}\text{C}$ , así como una segunda etapa en alta temperatura, entre  $27^{\circ}$  y  $700^{\circ}\text{C}$ . Los resultados en baja temperatura proveen información sobre las diferentes transiciones de fase en los minerales (p.ej. magnetita o hematita), así como la observación de sensibles cambios por oxidación y maghemitización que hayan sufrido los

minerales previamente. En alta temperatura la curva de calentamiento proporciona información sobre los minerales magnéticos y su punto de Curie, ya que cada mineral magnético presenta una particular disminución (hasta del 100%) de susceptibilidad a cierta temperatura, por ejemplo, el caso de la magnetita cuya susceptibilidad decrece de manera súbita a los 560–580 °C, o la hematita cuya susceptibilidad decrece alrededor de los 670 °C; en tanto que la curva de enfriamiento, trayecto de 700° a 27° C, permite inferir la composición de los minerales magnéticos formados a partir de la alteración de los minerales previamente observados durante el calentamiento, debido a que en algunas ocasiones la curva no sigue el mismo trayecto y muestra una susceptibilidad mayor o menor que al inicio de la medición. Este es un experimento que provee de valiosa información para develar la mineralogía magnética.

Los métodos para estimar la temperatura de Curie (o Néel) de una muestra tienen por principio determinar un punto en el cambio dramático de la susceptibilidad en función de la temperatura; sin embargo, cuando se mide una roca, sea ígnea o sedimentaria, ésta presenta un agregado de minerales magnéticos heterogéneo, que en conjunto pueden presentar un cambio progresivo, ya sea en una o dos fases del decaimiento de la susceptibilidad vs. Temperatura.

El análisis de la variación de la susceptibilidad magnética en función de la temperatura es una prueba de gran importancia en el estudio de la propiedades magnéticas, ya que es posible la identificación de los diversos minerales magnéticos, contenidos en una roca y caracterizados por la temperatura de Curie/Neel.

#### 4.7.11 Cálculo de rotaciones

Las rotaciones con respecto a un eje vertical calculadas en el análisis paleomagnético se realizaron siguiendo las ecuaciones en [Butler, \(1992\)](#) con el método de dirección-espacio. Este método consiste en comparar la dirección esperada ( $\mathbf{I}_x, \mathbf{D}_x$ ) para una época y lugar específico, con la dirección paleomagnética observada ( $\mathbf{I}_o, \mathbf{D}_o$ ), la cual correspondería a la dirección calculada en el sector estudiado.

A partir de esto se obtendrá una rotación de la declinación:

$$\mathbf{R} = \mathbf{D}_o - \mathbf{D}_x$$

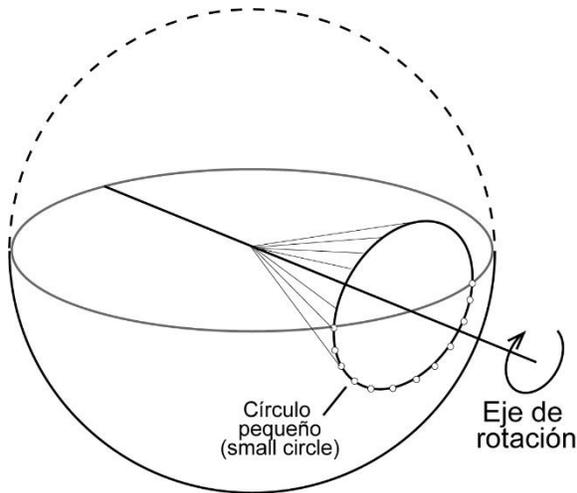
Y un *flattening* (aplanamiento de la inclinación):

$$\mathbf{F} = \mathbf{I}_o - \mathbf{I}_x$$

R es positivo cuando  $D_o$  es en sentido horario de  $D_x$ . A su vez, tanto R como F, tienen límites de confianza del 95% (DR y DF, respectivamente). Así, los resultados se informan de la siguiente manera:

**$R \pm DR$  y  $F \pm DF$**

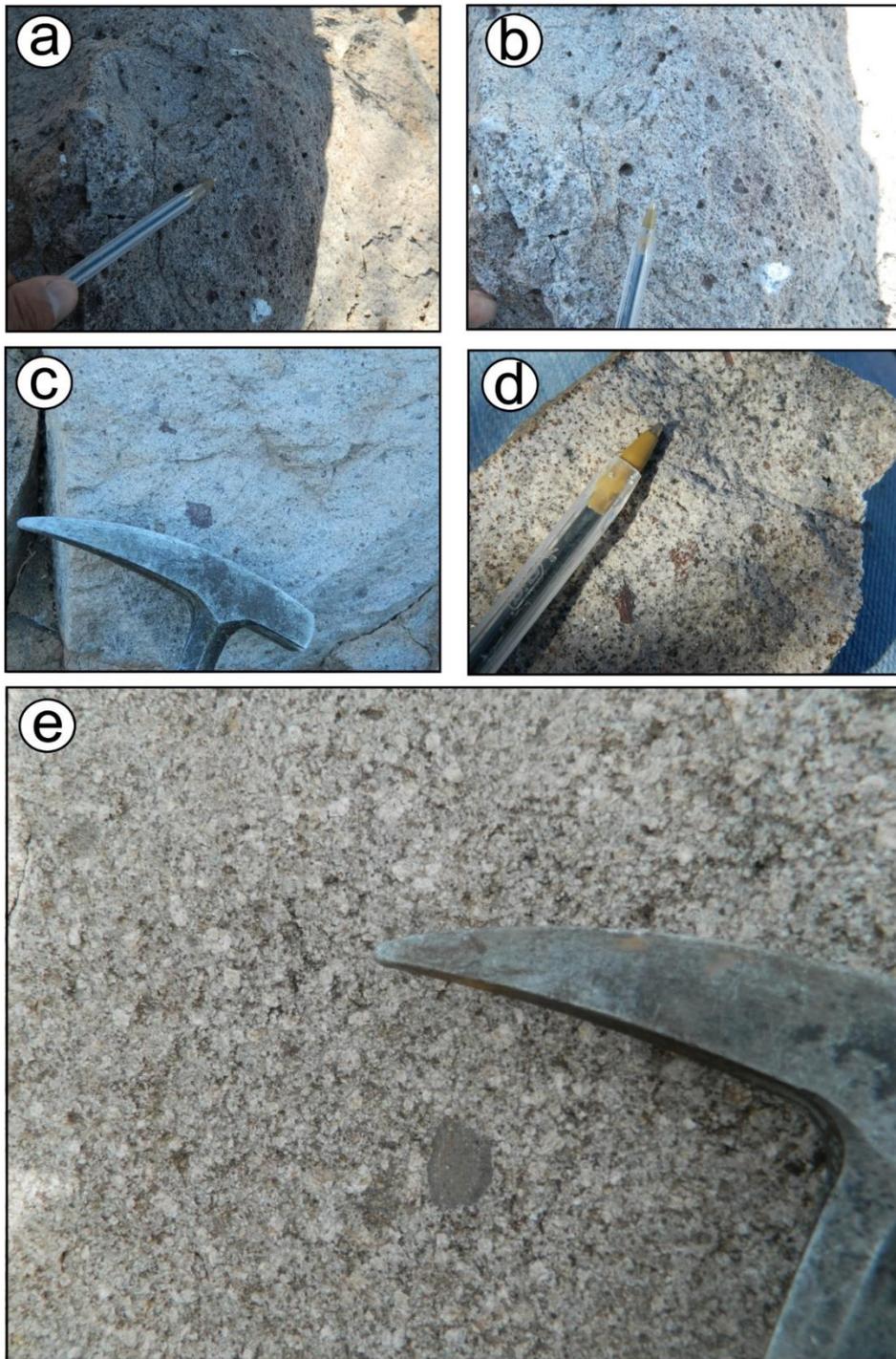
Una dirección observada que se desvía significativamente de la dirección esperada, es una dirección discordante, si no se distingue es concordante.



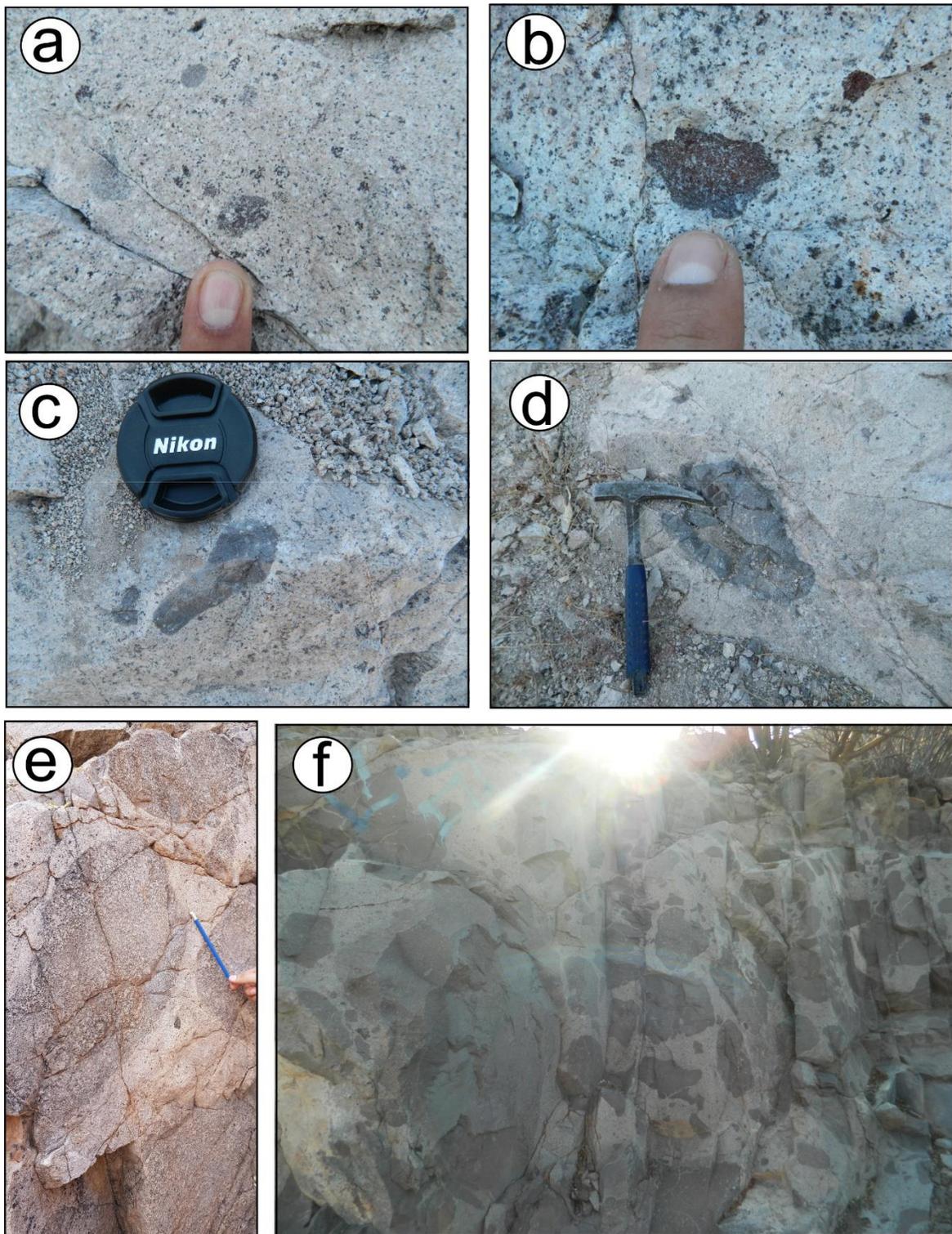
**Fig. 33.** Cono proyectando un círculo pequeño (*small circle*) en un estereograma con un eje de rotación.

También es posible determinar una rotación con respecto a un eje horizontal. Este cálculo se determina a partir de los círculos pequeños de la proyección de un cono en un estereograma. Por lo tanto, una línea dada que gira alrededor un eje fijo se mueve para tomar diferentes posiciones en el mismo círculo pequeño. El eje de rotación  $R$  ocupa el centro del círculo pequeño definido por la línea que gira (Fig. 27; Lisle y Leyshon, 2004).

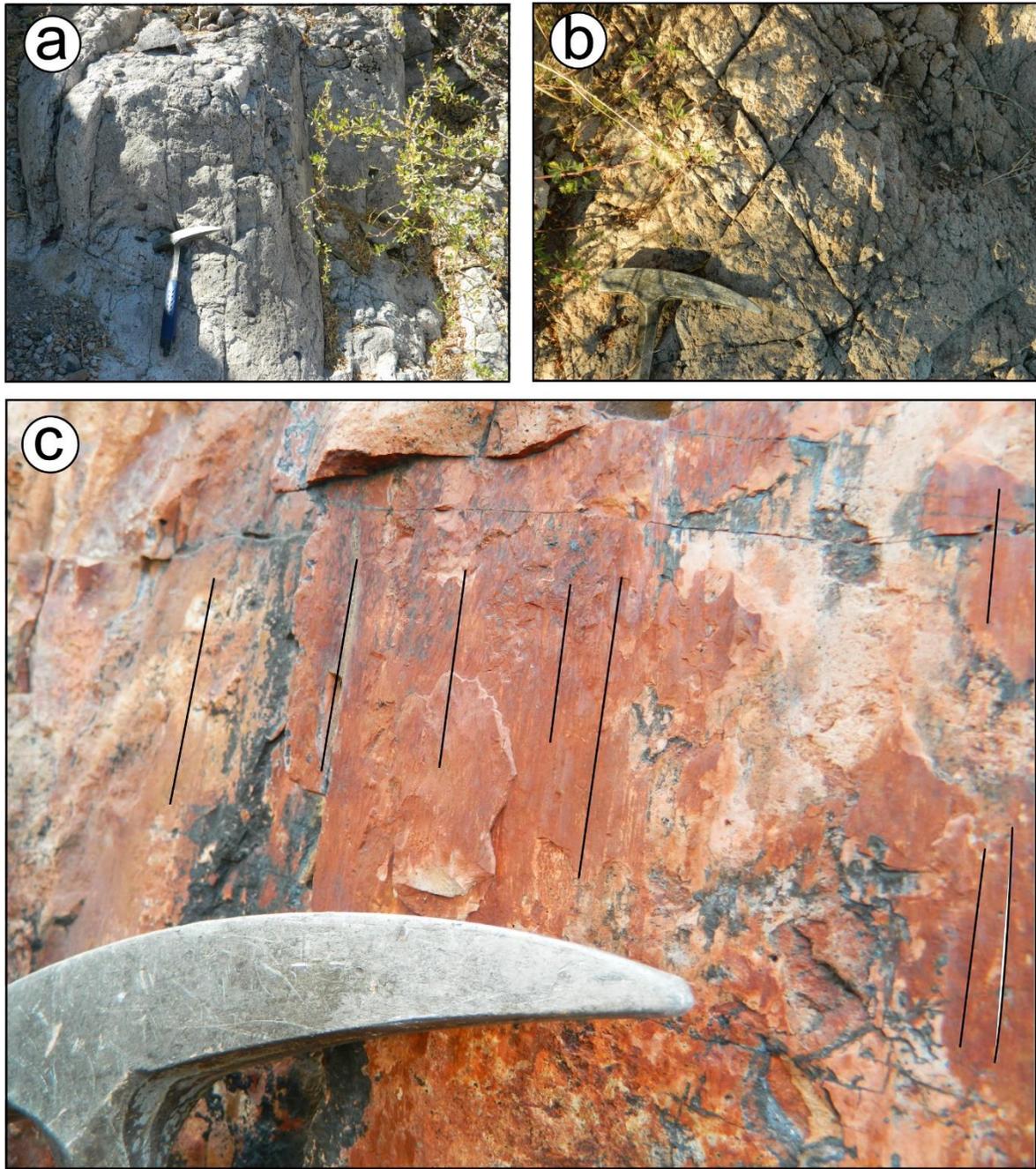
**Anexo 5. Fotografías representativas de campo**



**Fig. 34.** Aspectos macroscópicos de los CGS. (a, b) Muestras con cavidades miarolíticas de la localidad de Empalme. (c, d, e) Tamaño de grano y textura microcristalina granular de la localidad de Empalme y Santa Úrsula.



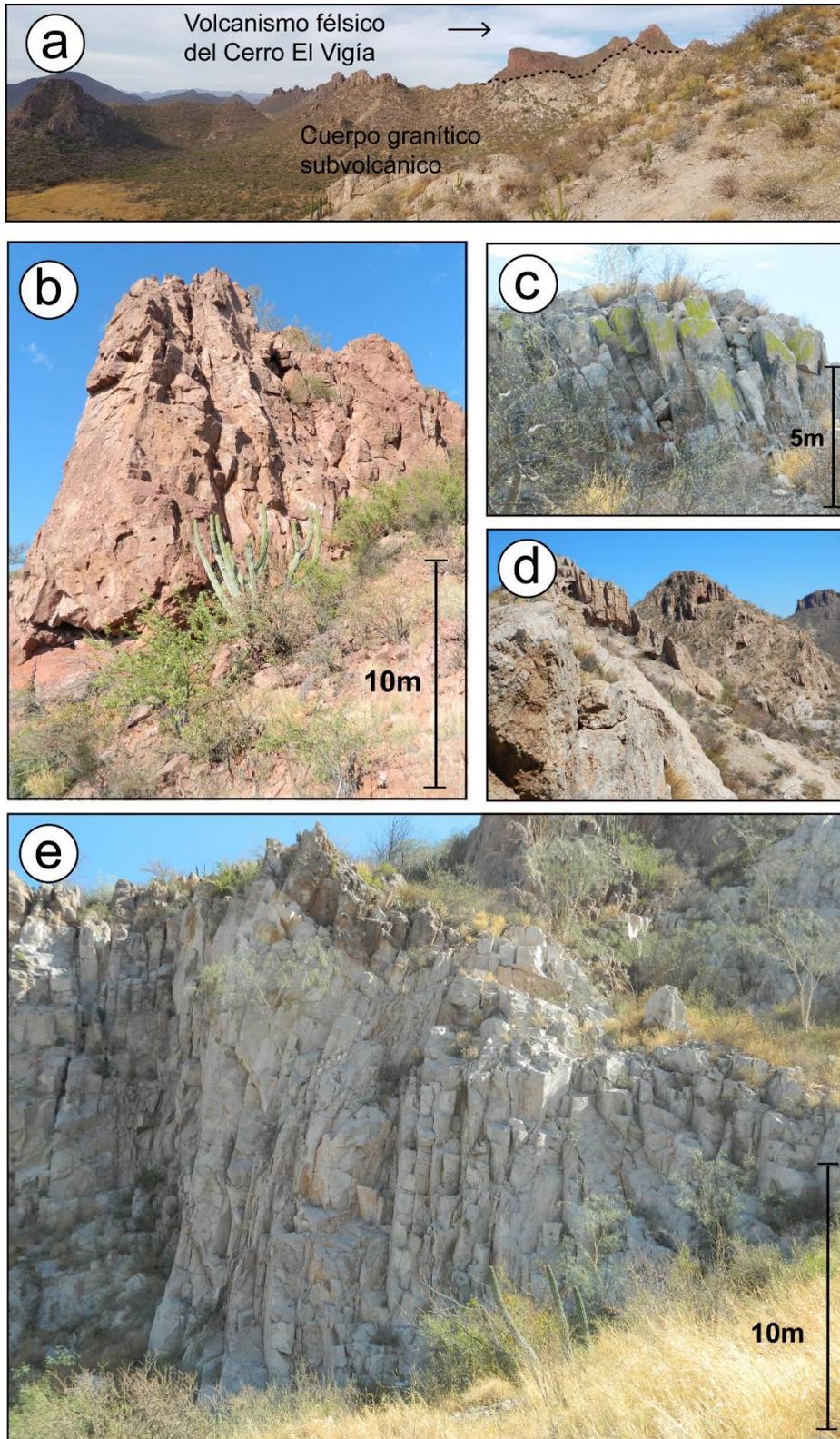
**Fig. 35.** Muestras representativas de la localidad de Guaymas (a, b) Cúmulos de ferromagnesianos oxidados en los CGS. (c, d) Enclaves intermedios. (e, f) Mega cúmulos de ferromagnesianos.



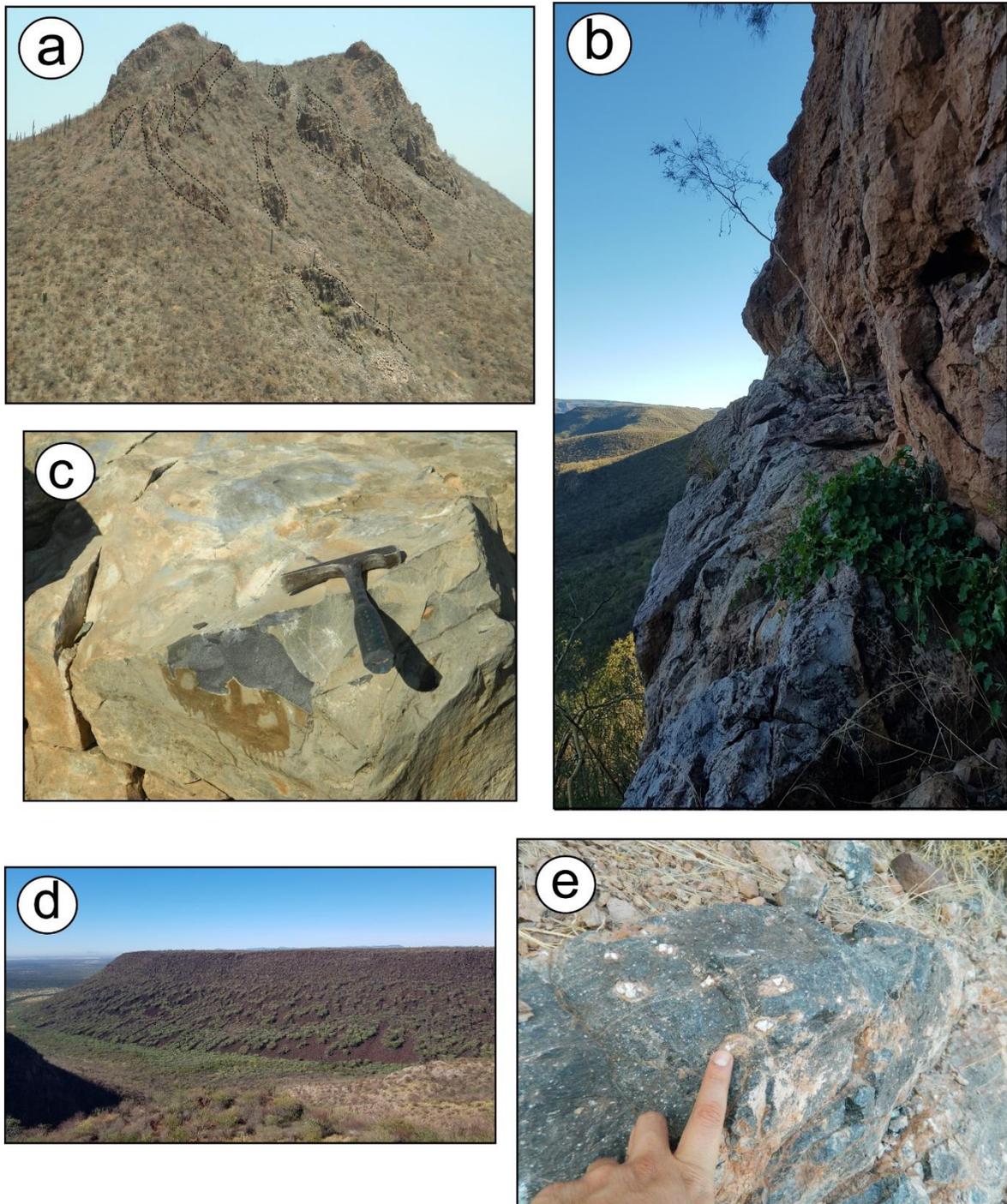
**Fig. 36.** Fracturamiento y estrías asociadas a fallas del Mioceno Superior en la localidad de Guaymas (a, b) Fracturamiento en el cuerpo granítico. (c) Estrías de una falla normal.



**Fig. 37.** Foliación magmática en muestras representativas de la localidad de Guaymas y Sierra Santa Úrsula.



**Fig. 38** (a) Afloramiento del CGS en el Cerro El Vigía. (b, c, d) Estructuras primarias en la localidad de Guaymas. (e) Estructuras prismáticas de la localidad de Empalme



**Fig. 39** (a) Diques cortando al CGS en la localidad de Guaymas. (b) Contacto con unidad volcánica félsica en la Sierra El Bacatete. (c) Unidad volcánica dacítica de la región de Guaymas. (d) Mesa basáltica en la Sierra El Bacatete. (e) Unidad vítrea porfídica como parte de la secuencia félsica que cubre al CGS en la localidad de Guaymas.

## **Bibliografía (Anexos)**

- Butler, R.F., 1992. *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes*, Boston: Bl. ed.
- Caballero-Miranda, C. I. 2011. La fábrica magnética a partir de la anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS): sus bases generales y ejemplos como auxiliar para determinar direcciones, fuentes y dinámicas de flujo. *Monografías del Instituto de Geofísica*, (16).
- Cochemé, J.J., 1981. Mise en évidence d'un granite subvolcanique associé aux laves tertiaires du Sonora (Mexique). *Comptes Rendus l'Academie des Sci. Paris* 293, 989–992.
- Ferrando, R., Roperch, P., Morata, D., Arriagada, C., Ruffet, G., & Córdova, M. L. (2014). A paleomagnetic and magnetic fabric study of the Illapel Plutonic Complex, Coastal Range, central Chile: Implications for emplacement mechanism and regional tectonic evolution during the mid-Cretaceous. *Journal of South American Earth Sciences*, 50, 12-26.
- García-Amador, B. I., 2014. Estudio paleomagnético de los campos volcánicos monogenéticos de San Borja y Jaraguay, Baja California, México. Tesis de Maestría (UNAM). 127 p.
- JCGM, 2012. *Vocabulario Internacional de Metrología - Conceptos fundamentales y generales, y términos asociados (VIM)*. Int. Organ. Stand. Geneva ISBN.
- Linares puentes 2020. Preparación de tres materiales de referencia in-house con rocas ígneas de composición ácida procedentes del estado de Sonora, México, utilizando WD-FRX (Tesis de Licenciatura en proceso). Departamenteo de Geología, UNISON.
- Lanza, R., Meloni, A. 2006. *The Earth's magnetism*. Vol. 280. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 285 p.
- Lisle, R.J., Leyshon, P.R., 2004. *Stereographic Projection Techniques for Geologists and Civil Engineers*, Second Edi. ed, *Stereographic Projection Techniques for Geologists and Civil Engineers*. Cambridge. <https://doi.org/10.1017/cbo9781139171366>
- Mora Klepeis, G., Mcdowell, F.W., 2004. Late Miocene calc-alkalic volcanism in northwestern Mexico : an expression of *rift* or subduction-related magmatism? *J. South Am. Earth Sci.* 17, 297–310. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2004.08.001>
- Morris, A., 2003. A palaeomagnetic and rock magnetic glossary. *Tectonophysics* 377, 211–228. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2003.08.015>
- Paz-Moreno, F., 1992. Le volcanisme mio-plio-quadernaire de l'état du Sonora (nord-ouest du Mexique): évolution spatiale et chronologique, implications pétrogénétiques. (PhD Thesis) Aix-Marseille 3. 2012 p., I-IV annexes.
- Pérez Aguilar, L., 2019. Evolución tectono-magmática en la región sur de la Sierra Libre, Sonora, México, y su relación con el Proto-Golfo de California durante el Mioceno Medio-Tardío. Presentada. (Tesis Maestría) Universidad de Sonora.
- Roldán-Quintana, J., Mora-Klepeis, G., Calmus, T., Valencia-Moreno, M., Lozano-

- Santacruz, R., 2004. El graben de Empalme, Sonora, México: Magmatismo y tectónica extensional asociados a la ruptura inicial del Golfo de California. *Rev. Mex. Ciencias Geol.* 21, 320–334.
- Torsvik, T.H., Van der Voo, R., Preeden, U., Mac Niocaill, C., Steinberger, B., Doubrovine, P. V., van Hinsbergen, D.J.J., Domeier, M., Gaina, C., Tohver, E., Meert, J.G., McCausland, P.J.A., Cocks, L.R.M., 2012. Phanerozoic Polar Wander, Palaeogeography and Dynamics. *Earth-Science Rev.* 114, 325–368. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.06.007>
- Vargas Navarro, P.P., 2005. La cuenca de Empalme, Sonora: Petrogénesis de las rocas Ígneas Neógenas y su análisis estructural. (Tesis Maestría) UNAM.
- Velderrain-Rojas, L.A., 2014. Contribución al estudio de los eventos volcánicos del Mioceno en la Sierra El Aguaje, porción Costera de Sonora, México. (Tesis Licenciatura) Universidad de Sonora. 121 p.
- Velderrain-Rojas, L.A., 2016. Evolución tectono-magmática en la región de Guaymas, Sonora, México: Relación geodinámica con el Proto-Golfo de California [M.S. Thesis]. Universidad de Sonora, México, 148 p.