



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

Estudio petrográfico y de propiedades magnéticas en areniscas de la Cuenca de Antearco de Sandino, suroeste de Nicaragua: evolución tectónica del Cretácico Superior al Mioceno Inferior

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

LICENCIADA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

P R E S E N T A:

SANDRA BERENICE RAMÍREZ GARCÍA



DIRECTOR DE TESIS:
Dr. LUIS MANUEL ALVA VALDIVIA

Ciudad Universitaria, Cd. Mx., junio 2019



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.

Hoja de datos del jurado

1. Datos del alumno

Ramírez
García
Sandra Berenice
53 67 34 90
Universidad Nacional Autónoma de
México
Facultad de Ciencias
Ciencias de la Tierra
311098789

2. Datos del tutor

Dra
Beatriz
Ortega
Guerrero

3. Datos del tutor

Dr
José Luis
Sánchez
Zavala

4. Datos del tutor

Dr
Luis Manuel
Alva
Valdivia

5. Datos del tutor

Dr
Gilberto
Silva
Romo

6. Datos del tutor

M en C
Norma Betania
Palacios
García

7. Datos del trabajo escrito

Estudio petrográfico y de
propiedades magnéticas en areniscas
de la Cuenca de Antearco de
Sandino, suroeste de Nicaragua:
evolución tectónica del Cretácico
Superior al Mioceno Inferior

111
2019

Dedicatoria

A mis padres...

A mi madre, Leticia Ramírez García, por tu apoyo, comprensión y cariño en todo momento, pero sobre todo por la fe que me tienes. Gracias por todo.

A mi padre, Norberto Morales Becerra, porque siempre estás a mi lado y me has enseñado demasiado. Por ser una pieza elemental en mi vida, muchas gracias.

Sin ustedes esto no hubiese sido posible

...Los amo.

A mis amigos...

A Xareni, Ana y Jania, gracias por creer en mí y acompañarme en cada paso que hemos recorrido juntas. Les dedico parte de mi progreso porque es también el suyo. Las quiero mucho y deseo el mejor de los éxitos para todas.

A Renan, porque a pesar de no verte, siempre estás.

A todos mis amigos, muchas gracias por escucharme y confiar en mí. Los quiero.

Agradecimientos

A Bernardo y Betania, les agradezco todo lo que me enseñaron durante este proceso tanto académica como personalmente: por todos los consejos, risas y experiencias a su lado, por su valiosa ayuda y toda la formación profesional que me proporcionaron. Ustedes son y serán la base de mis logros futuros, sin ustedes esto no podría ser posible. Muchas gracias, mis mejores deseos para ustedes.

Al Dr. Luis Alva, le agradezco por la motivación y el impulso que nunca dejo de brindarme para lograr la culminación de este proyecto.

A los miembros del jurado, por aceptar el compromiso de revisar mi trabajo y por sus comentarios que apoyaron mi crecimiento profesional.

A la Universidad Nacional Autónoma de México por facilitarme todas las oportunidades que me definirán como un profesionalista.

Índice

Resumen	1
Abstract.....	2
1. Introducción.....	3
1.1. Planteamiento del problema.....	5
1.2. Justificación	6
1.3. Hipótesis	7
1.4. Objetivo general.....	7
1.5. Objetivos particulares	7
2. Marco geológico y tectónico	9
2.1. Placa del Caribe	9
2.2. Bloques y terrenos tectónicos	13
2.2.1. Bloque Maya y “terrenos entre fallas”	13
2.2.2. Bloque Chortís.....	14
2.2.3. Gran Provincia Ígnea del Caribe	14
2.2.4. Terreno Siuna y Terreno Oceánico Compuesto Mesquito (MCOT).....	15
2.2.5. Complejo Nicoya.....	16
2.2.6. Arco acrecionado de Santa Elena.....	17
2.2.7. Terreno Manzanillo	19
2.3. Cuenca de Antearco de Sandino	20
2.3.1. Formación Rivas (Maastrichtiano–Thanetiano).....	22
2.3.2. Formación Brito (Ypresiano–Priaboniano).....	22
2.3.3. Formación Masachapa (Rupeliano–Aquitaniense).....	23
2.4. Evolución de la Cuenca de Sandino	23
2.5. Distribución del sistema volcánico de Nicaragua.....	26
2.6. Evolución de la Placa de Farallón-Cocos	27
3. Metodología.....	29
3.1. Construcción de la columna estratigráfica del CAS	29

3.2. Muestreo de campo y preparación de láminas delgadas	31
3.3. Petrografía de areniscas	32
3.3.1. Método de Conteo de puntos.....	32
3.4. Propiedades magnéticas	37
3.4.1. Susceptibilidad magnética inicial.....	38
3.4.2. Susceptibilidad magnética vs. alta y baja temperatura.....	38
3.4.3. Ciclos de histéresis	38
3.5. Análisis de procedencia: petrografía y propiedades magnéticas.	39
4. Resultados.....	41
4.1. Columna estratigráfica esquemática	41
4.2. Muestreo en campo	41
4.3. Petrografía de areniscas	45
4.4. Propiedades magnéticas	61
4.5. Análisis de procedencia: petrografía y propiedades magnéticas.	71
5. Discusión.	76
5.1. Petrografía, ambiente de depósito y procedencia.	76
5.2. Procedencia de minerales magnéticos: diagénesis vs. metamorfismo de bajo grado.	81
5.3. Evolución de la Cuenca de Antearco de Sandino desde el Cretácico Tardío al Mioceno Temprano: dinámica de la placa en subducción.	84
6. Conclusiones.....	91
Referencias	93
Anexos	102
Tabla A-1. Resultados del análisis composicional cuantitativo de roca total	102
Tabla A-2. Parámetros recalculados para generar los diagramas ternarios utilizados en este proyecto.....	103

Resumen

La Placa del Caribe (CAR) es considerada una zona emblemática desde su formación. Los procesos que dieron lugar a la configuración de la CAR y Centro América han sido ampliamente estudiados por medio del registro geológico y geofísico. La Cuenca de Antearco Sandino (CAS), es un elemento tectónico desarrollado al oeste de Nicaragua y paralelo a la trinchera entre la Placa de Cocos y la CAR. Por esta razón, la CAS constituye una zona de estudio excepcional para el entendimiento de los procesos que afectan esta región geológica.

El registro sedimentario de la CAS contiene valiosa información sobre los procesos que ocurren en las placas involucradas en un régimen en subducción. Con la finalidad de analizar estos procesos, se realizó la caracterización petrográfica de 18 láminas pertenecientes a tres formaciones dentro de la CAS: Rivas, Brito y Masachapa, y para el conocimiento de la mineralogía opaca este trabajo se reforzó mediante el estudio de las propiedades magnéticas de las mismas muestras.

A partir de la interpretación de los resultados obtenidos del análisis petrográfico y reforzado por las propiedades magnéticas, se favorece el modelo evolutivo propuesto para la CAS desde el Cretácico Tardío y hasta el Mioceno Temprano, asociado a cambios en el ángulo de la Placa Farallón-Cocos en la porción occidente de la CAR. El régimen tectónico en cuestión supone la migración del arco volcánico, instaurado sobre la placa superior (CAR), como resultado de la subducción entre ambas placas. El registro sedimentario de la CAS evidencia las consecuencias geológicas derivadas de este proceso. Es así como, se reconocieron facies detríticas durante el depósito de la Fm. Rivas; carbonatadas para la Fm. Brito, correspondientes con la horizontalización de la placa en subducción y; por último, el resultado del retroceso de ésta (i.e. *slab rollback*), registrada en la Fm. Masachapa.

Este modelo supone un proceso tectónico de horizontalidad tipo *flat slab* y *slab rollback* en un periodo de ca. 45 Ma. Asimismo, el registro sedimentario descarta la acreción de terrenos alóctonos, desde el límite Cretácico-Paleógeno, debido a la falta de evidencia que confirme este proceso, así como cambios en el nivel del mar que derivaran en diferentes ambientes sedimentarios; sin embargo, este resultado únicamente puede constreñirse a la zona centro-norte de la CAS.

Abstract

The Caribbean Plate (CAR) is considered an emblematic area since its formation. The processes that gave rise to the configuration of CAR and Central America have been widely studied through the geological and geophysical record. The Sandino Forearc Basin (SFN), is a tectonic element developed west of Nicaragua and parallel to the trench between the Cocos Plate and the CAR. For this reason, the SFB constitutes an exceptional study area for the understanding of the processes that affect this geological region.

The sedimentary record of the SFB contains valuable information about the processes that occur in the plates involved in a subduction regime. In order to analyze these processes, the petrographic characterization of 18 thin-sections belonging to three formations in the SFN: Rivas, Brito, and Masachapa was carried out. For the knowledge of the opaque mineralogy, this work was reinforced by studying the magnetic properties of the same samples.

The interpretation results of the petrographic analysis, and reinforced by the magnetic properties, favored the evolutionary model proposed for the SFB from the Late Cretaceous to the Early Miocene, associated with changes in the angle of the Farallón-Cocos Plate in the western part of the CAR. The tectonic regime in question involves the migration of the volcanic arc, installed on the upper plate (CAR), as a result of the subduction in both plates. The migration of the arc is related to changes in the subduction angle of the slab. The sedimentary record of the SFB evidences the geological consequences derived from this process. This is how detrital facies was recognized during the deposit of the Rivas Fm.; calcareous for the Brito Fm., corresponding to the horizontalization of the slab and; finally, the result of the regression of this (i.e. slab rollback), registered in the Masachapa Fm.

This model assumes a flat slab and slab rollback tectonic process in a period of ca. 45 Ma. Also, the sedimentary record discarded the accretion of allochthonous terranes, from the Cretaceous-Paleogene boundary, due to the lack of evidence that confirms this process, as well as changes in the sea level that would derive different sedimentary environments; however, this result can only be restricted to the north-central area of the SFB.

1. Introducción

Las cuencas de antearco son elementos tectónicos importantes que brindan valiosa información de la interacción e historia entre las placas en zonas convergentes, ya sean tanto de tipo acrecional como no acrecional (i.e márgenes erosivas; Clift & Vannucchi, 2004; Noda, 2016; Stern, 2002). Los estudios que se han desarrollado en las cuencas de antearco han demostrado tener un significativo papel para entender la sismicidad en las zonas convergentes (Fuller *et al.*, 2006; Wells *et al.*, 2003), regiones de acumulación de petróleo e hidratos de gas (Matsumoto *et al.*, 2011; Struss *et al.*, 2008), así como diversos procesos tectono-sedimentarios (Andjić *et al.*, 2018a; Dickinson & Suczek, 1979; Encinas *et al.*, 2012).

La zona de antearco de un margen convergente, abarca desde la línea de trinchera hasta el frente volcánico de la placa superior (Fig. 1.1a; Dickinson & Seely, 1979). No obstante, dentro de la región de una zona de antearco, un elemento crucial del registro sedimentario es la cuenca de antearco (Fig. 1.1). Existen distintas clasificaciones para las cuencas de antearco; sin embargo, en general éstas presentan particularidades como: (1) la dinámica de subducción y el flujo de sedimentos entre ambas placas (Fuller *et al.*, 2006; Noda, 2016; Ridgeway *et al.*, 2012), (2) la morfología y deformación de la cuenca (Dickinson & Seely, 1979; Noda, 2016), (3) el sustrato debajo de la cuenca (Dickinson & Seely, 1979), y (4) la tasa de sedimentación en función de la evolución estructural de la cuenca (Dickinson, 1995). Estas clasificaciones nos permiten conocer la formación y evolución de una cuenca de antearco.

De acuerdo con Dickinson & Seely (1979), la evolución de una cuenca de antearco es directamente proporcional a la geodinámica que sufre la zona de subducción, que a su vez se ve afectada por la deposición de sedimentos. Es así como se ha logrado demostrar que la composición de las sucesiones sedimentarias en una cuenca de antearco es capaz de registrar los procesos que ocurren en las márgenes convergentes, tanto de la placa en subducción como de la placa cabalgante (i.e. superior) (Andjić *et al.*, 2018; Ingersoll, 1978; Marsaglia & Ingersoll, 1992; Ridgeway *et al.*, 2012; Stephens, 2014; entre otros).

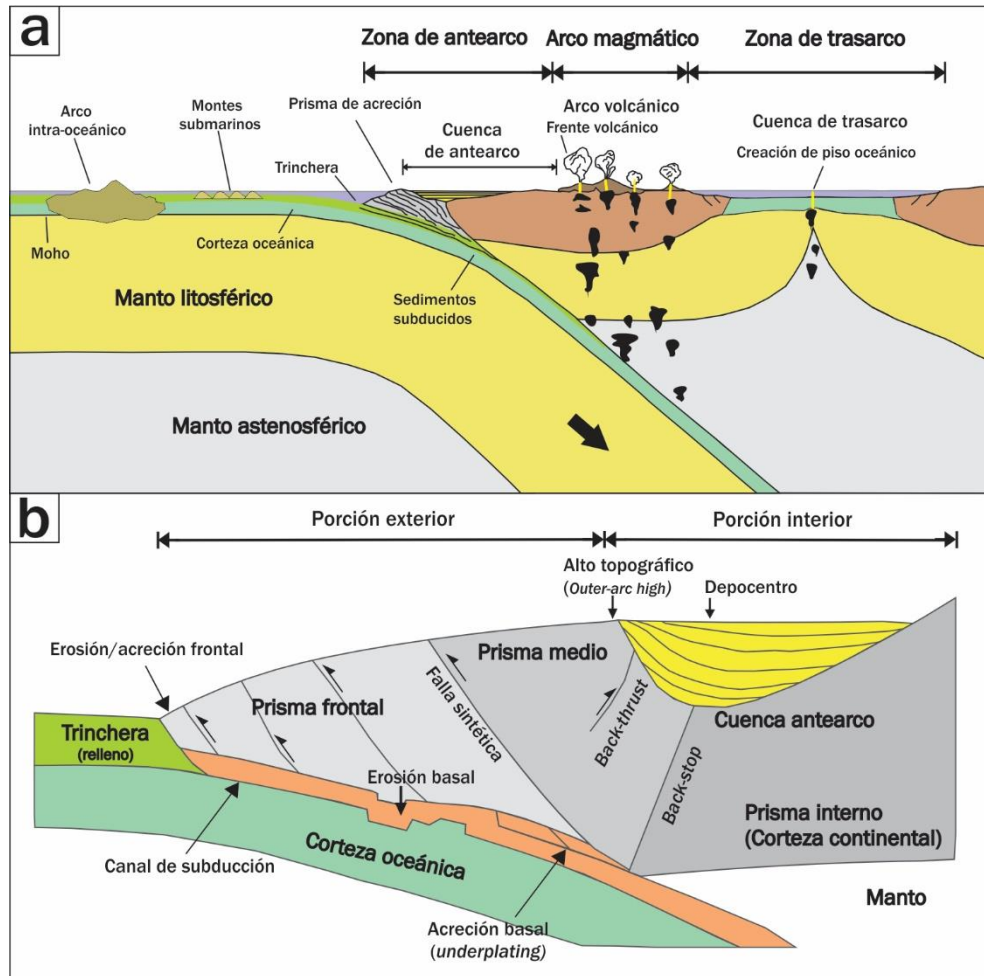


Figura 1.1. a) Estructura y elementos de una zona convergente con diversos elementos tectónicos y geodinámicos (Modificado de Frisch *et al.*, 2011). b) Estructura y elementos de una cuenca de antearco (Modificado de Noda, 2016).

Los primeros estadios evolutivos de una cuenca de antearco comienzan cuando la placa en subducción alcanza el ángulo suficiente para iniciar el movimiento por debajo de la otra placa (Stern, 2004; Stern & Gerya, 2018). La cuenca registra material terrígeno y pelágico antes del emplazamiento del arco volcánico en la placa cabalgante. Una vez instaurado el arco, el mecanismo de subducción está completamente formado (cfr. Stern, 2002; Stern *et al.*, 2012). El siguiente paso en la formación de la cuenca involucra la formación de un prisma de acreción dependiendo del flujo de sedimentos entre ambas placas, es decir, si el aporte es alto se puede formar fácilmente un prisma de acreción y el comportamiento reológico de éste puede determinar la geometría de la cuenca de antearco. También la presencia de montes submarinos en la placa en subducción puede producir

levantamiento en la zona externa del antearco, o incluso la paulatina erosión de éste (Fig. 1.1a; Andjić *et al.*, 2016; Morgan & Bangs, 2017; Noda, 2016; Ranero *et al.*, 2000;). Todos estos escenarios que puede experimentar una zona en convergencia, así como la migración del depocentro de la cuenca de antearco o del mismo arco volcánico en cuestión, forman parte del registro sedimentario de una cuenca de antearco; por lo tanto, nos permite reconocer la relación entre la placa en subducción y la placa superior.

1.1. Planteamiento del problema

La configuración actual de la Placa del Caribe (CAR) comprende una historia evolutiva emblemática y compleja (Andjić *et al.*, 2019; Boschman *et al.*, 2014; Mann, 2007; Ratschbacher *et al.*, 2009). A partir del ensamble de diversos bloques tectónicos mesozoicos y paleozoicos, y la interacción con las placas paleo-Pacíficas (i.e. Farallón, Cocos y Nazca) y paleo-Atlánticas (i.e. Proto-Caribe) desde el Cretácico Temprano (Andjić *et al.*, 2019; Boschman *et al.*, 2014; Denyer & Gazel, 2009), la naturaleza de esta placa supone un registro tectónico y estratigráfico inigualable. En ésta, particularmente en su porción occidental, se encuentran distintos basamentos con características de corteza oceánica y continental (Baumgartner *et al.*, 2008; Rogers *et al.*, 2007) interactuando, al menos, desde el Cretácico Tardío (Andjić *et al.*, 2018a), como una margen convergente con la Placa de Farallón-Cocos-Nazca. De esta manera, invariablemente desde la formación de una zona convergente en la región occidental de la CAR, un elemento tectónico que se ha desarrollado es la Cuenca de Antearco de Sandino (CAS), al oeste de Nicaragua, que forma parte de la región de las cuencas de antearco de Tehuantepec-Guatemala-Sandino-Tempisque (Alvarado *et al.*, 2007; Andjić *et al.*, 2018a), ubicadas desde el sureste de México hasta Costa Rica.

La formación de la CAS, a partir del Cretácico Tardío y, aún, en formación, supone el registro de distintos eventos tectónicos que formaron parte de la evolución de la CAR en su porción occidental. Desde la colisión de dos bloques con afinidad continental y oceánica (Terreno Siuna-MCOT y bloque de Chortís; *ver* capítulo 2), hasta la colisión de remanentes de plateaus oceánicos (Complejo Nicoya, *ver* capítulo 2) y la subducción de ridges y montes submarinos. Sin dejar de mencionar los procesos tectónicos más recientes (Mioceno-Holoceno) de fallas laterales izquierdas en la CAS, producto de la subducción oblicua (*ver* capítulo 2).

A pesar de que diversos autores han encontrado cambios estratigráficos y estructurales en la CAS y áreas aledañas (Andjić *et al.*, 2018b; Lang *et al.*, 2017; Ranero *et al.*, 2000; Weyl, 1980), poco se ha entendido sobre la procedencia de las rocas que conforman la CAS, así como de sus causas tectónicas. En este sentido, debido a que existen pocos trabajos petrográficos en la estratigrafía de la CAS (p. ej. Lundberg, 1991), se ha quedado velada información del registro de los eventos tectónicos en la región, incluso de la geodinámica de la margen convergente. En específico, debido a la sucesión de rocas sedimentarias y sus cambios de facies dentro de la CAS, algunos autores han invocado procesos tectónicos como la subducción de montes submarinos y ridges (Andjić *et al.*, 2018a) o la migración del arco volcánico (Weinberg, 1992), a fin de justificar dichos cambios en la cuenca. No obstante, tanto la subducción de montes submarinos y ridges como la migración del arco, suponen dos eventos tectónicos en zonas convergentes que se contraponen debido a su geodinámica y registro geológico (p. ej. Geist *et al.*, 1993; Gerya *et al.*, 2009; Gutscher *et al.*, 2000; Manea *et al.*, 2017; Martinod *et al.*, 2013). De esta manera, poco se ha entendido de los cambios registrados en la CAS, específicamente del Cretácico Tardío al Mioceno Temprano, y sus posibles causas tectónicas.

1.2. Justificación

La Cuenca de Antearco de Sandino, es una cuenca de antearco que representa un laboratorio natural para estudiar costa-adentro la estratigrafía de una cuenca de antearco desde el Maastrichtiano hasta el Pleistoceno. La CAS está expresada en al menos 7 formaciones (volcano)sedimentarias, que son de la más antigua a la más reciente: Fm. Rivas, Fm. Brito, Fm. Astilleros, Fm. Masachapa, Fm. El Fraile, Fm. Tamarindo, Fm. El Salto. La CAS se encuentra en la margen convergente entre la Placa de Cocos (en subducción) y la Placa del Caribe (superior), región que supone diversos eventos tectónicos, como se menciona arriba.

Por tal motivo, un estudio petrográfico con base en el método de conteo de puntos (Gazzi-Dickinson), así como un estudio de propiedades magnéticas para el reconocimiento de la mineralogía *invisible* en la petrografía, en tres de las principales formaciones costa-adentro de la CAS: Rivas, Brito y Masachapa; suponen una pieza clave para reconocer cambios petrográficos de procedencia y/o de propiedades magnéticas. Esto para una región tectónica con un posible ensamble de bloques litosféricos en la porción occidental de la Placa

del Caribe, así como a sus variaciones geodinámicas de la margen convergente. Lo anterior, abre la hipótesis de comprender los distintos procesos, en tiempo y espacio, que dieron lugar a la actual configuración de esta porción en Centro América, integrando dos técnicas que permiten reconocer cambios en la mineralogía de las formaciones sedimentarias.

1.3. Hipótesis

Con base en estudios de petrografía y caracterización de las propiedades magnéticas en areniscas a lo largo de las Formaciones Rivas (Maastrichtiano-Thantetiano), Brito (Ypresiano-Priaboniano) y Masachapa (Rupeliano-Aquitano), costa-adentro de la CAS; se podrá identificar el registro de eventos tectónicos en la región y/o procesos geodinámicos en la zona de subducción del suroeste de Nicaragua en un periodo de ca. 45 Ma (Maastrichtiano-Aquitano).

1.4. Objetivo general

Este trabajo se enfoca en la identificación de los cambios tectónicos y geológicos registrados en la CAS, al suroeste de Nicaragua, a partir del Cretácico Superior (Maastrichtiano) hasta el Mioceno Inferior (Aquitano), con base en un análisis petrográfico y de propiedades magnéticas en areniscas de tres formaciones: Fm. Rivas (Maastrichtiano-Thantetiano), Fm. Brito (Ypresiano-Priaboniano) y Fm. Masachapa (Rupeliano-Aquitano). A su vez, se busca proveer una comprensión sobre la evolución tectónica de Centro América y el Caribe, con base en el registro de los distintos elementos tectónicos que está reciclando la cuenca.

1.5. Objetivos particulares

1. Construir una columna esquemática compuesta de la CAS, con base en la cartografía, geología estructural y estratigrafía de la zona (costa-adentro) del Istmo de Rivas, suroeste de Nicaragua, tomando en cuenta trabajos previos.
2. A partir del análisis detallado de la petrografía y la mineralogía magnética de los 18 sitios seleccionados, desarrollar un perfil de variación composicional a lo largo de la columna estratigráfica compuesta de la CAS, para definir distintos cambios geológicos y tectónicos.
3. Identificación de facies y composición sedimentaria asociadas a cambios del nivel del mar vs. levantamientos tectónicos de la CAS.

4. Desarrollo de un modelo tectónico para el Maastrichtiano-Aquitano con base en los datos obtenidos de la petrografía y propiedades magnéticas.

2. Marco geológico y tectónico

La geología de Centro América y el Caribe es la consecuencia de la interacción tectónica entre elementos de corteza continental y oceánica desde el Cretácico hasta el presente (Andjić *et al.*, 2018a; Boschman *et al.*, 2014; Mann, 2007; Sanchez *et al.*, 2016; entre otros). Su distribución e historia tectónica aún son un tema de debate (Boschman *et al.*, 2014; Mann, 2007). No obstante, los grandes esfuerzos a lo largo y ancho de la actual Placa del Caribe, esto es: las Antillas Mayores y Menores, así como el norte y sur de Centro América, han permitido reconocer parte de su origen y evolución. A continuación, se esbozan los elementos geológicos y geofísicos más importantes que apoyarán la interpretación y discusión de los resultados en este estudio.

2.1. Placa del Caribe

La actual Placa del Caribe (CAR) se encuentra localizada entre las Placas de Norte América (NAM), Sudamérica (SAM), y Cocos (CO) (DeMets *et al.*, 2007). Cerca del 85% de la CAR está conformada de un basamento de corteza oceánica. Su longitud es de ~3500 km E-W y un ancho de ~1000 km N-S. Su origen y evolución son tema de debate en la actualidad (Andjić *et al.*, 2019; Nerlich *et al.*, 2014; Pindell & Kennan, 2009); sin embargo, estudios recientes han propuesto la historia de diversos terrenos, principalmente oceánicos, acrecionados lo largo de su formación (Andjić *et al.*, 2019; Andjić *et al.*, 2018a), mismos que han representado un reto en la reconstrucción paleogeográfica de la CAR y placas circundantes (NAM y SAM). La existencia de tan variados terrenos y bloques tectónicos conformando una misma placa, relativamente joven, hace hincapié en la importancia de su evolución tectónica.

Los fragmentos tectónicos que conforman la CAR son: (1) los ensamblajes de arcos intra-oceánicos del Cretácico Temprano, acrecionados en la porción sur del bloque Maya y asociado a la formación y evolución de las Antillas Mayores (Pindell *et al.*, 2012); (2) el bloque de Chortís con edad del Precámbrico–Cretácico Temprano, único fragmento con una composición de corteza continental (Ratschbacher *et al.*, 2009; Rogers *et al.*, 2007a); (3) el Terreno Siuna (Venable, 1994) y Terreno Oceánico Compuesto Mesquito (MCOT; Baumgartner *et al.*, 2008) de edad Triásico Tardío–Cretácico Tardío, siendo la expresión de

un ensamble de arco intra-oceánico con complejo acrecional (i.e. mélange de serpentinita; Flores *et al.*, 2015), al oeste de la CAR; (4) el arco intra-oceánico Santa Elena del Cretácico Temprano (Baumgartner & Denyer, 2006), al oeste de la CAR y acrecionado al Terreno Siuna-MCOT (Andjić *et al.*, 2018a); y (5) la Gran Provincia Ígnea del Caribe (CLIP; Fig. 2.1a; Hoernle *et al.*, 2004), con edad del Cretácico Tardío. Asociados a este último fragmento, los subterrenos llamados Terreno Manzanillo (Andjić *et al.*, 2019; Andjić *et al.*, 2018a) y Complejo Nicoya (Escuder-Viruete *et al.*, 2015). La interacción entre estos bloques comenzó aproximadamente en el Cretácico Tardío hasta la conformación de la actual CAR (Pindell & Kennan, 2009).

La CAR se empezó a formar mediante procesos difusos de fracturamiento y oceanización en el Jurásico Medio, debido al rompimiento del supercontinente Pangea, en la separación de la NAM y la SAM (Pindell & Kennan, 2007). Aunado a estos procesos de oceanización, se formó el Golfo de México, debido al desprendimiento del bloque Maya con respecto a NAM en una rotación antihoraria (Godínez-Urban *et al.*, 2011; Pindell & Kennan, 2009). La expansión oceánica entre NAM y SAM, continuó formando piso oceánico, llamado Proto-Caribe, por lo menos hasta el Cretácico Temprano (Pindell & Kennan, 2009). Al oeste de esta apertura, las paleo Placas MacKinley y Guerrero (Placa Mezcalera en Mann, 2007), estaban en un proceso de subducción debajo de la Placa Farallón (Andjić *et al.*, 2018a). Este cierre tectónico tenía una componente oblicua, posible razón por la cual se produjo el metamorfismo atemporal del Terreno Siuna-MCOT y el desprendimiento del Bloque Chortís de la NAM (Mann, 2007).

Por otro lado, la formación del CLIP, que representa el fragmento más grande de la CAR, se atribuye al vulcanismo generado de una pluma del manto en las Galápagos sobre la Placa Farallón en el Cretácico Temprano (~95 Ma) (Hauff *et al.*, 2000; Hoernle *et al.*, 2004; Pindell & Kennan, 2009). Posterior a su formación, esta provincia se desplazó hacia el este junto con la Placa Farallón. Así, el cierre diacrónico entre las placas Farallón, Norteamérica y el Proto-Caribe provocó la colisión del Terreno Siuna-MCOT con el bloque de Chortís en su margen sur y del fragmento de Santa Elena con el Terreno Siuna-MCOT, para finales del Cretácico Tardío (Andjić *et al.*, 2018a; Rogers *et al.*, 2007a; Sanchez *et al.*, 2016; Venable, 1994). Conforme se producía el desplazamiento del plateau oceánico recién formado, se

desarrolló una margen convergente al oeste de ésta, dando lugar a un arco volcánico (i.e. arco Berrugate) y la acreción de los montes submarinos y ridges en el Paleoceno (Fig. 2.1a; Andjić *et al.*, 2018a). Para el Eoceno los fragmentos que conforman actualmente la CAR se encontraban ensamblados y compartiendo una misma cinemática (Boschman *et al.*, 2014), dominados por la formación de la fosa Caimán hasta llegar a su posición actual (Leroy *et al.*, 2000). Sin embargo, algunos autores han encontrado que durante el Paleógeno y Neógeno existieron grandes acomodados en el interior de la CAR producto de fallas transformantes en la zona (Sanchez *et al.*, 2016).

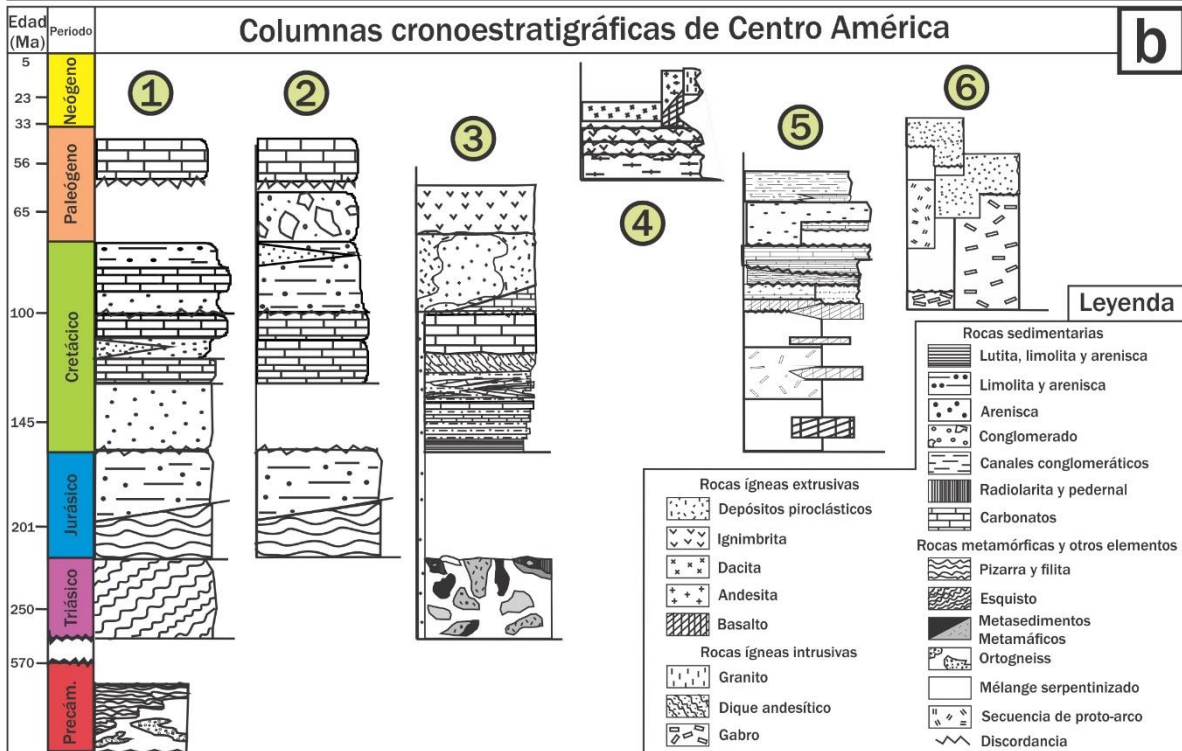
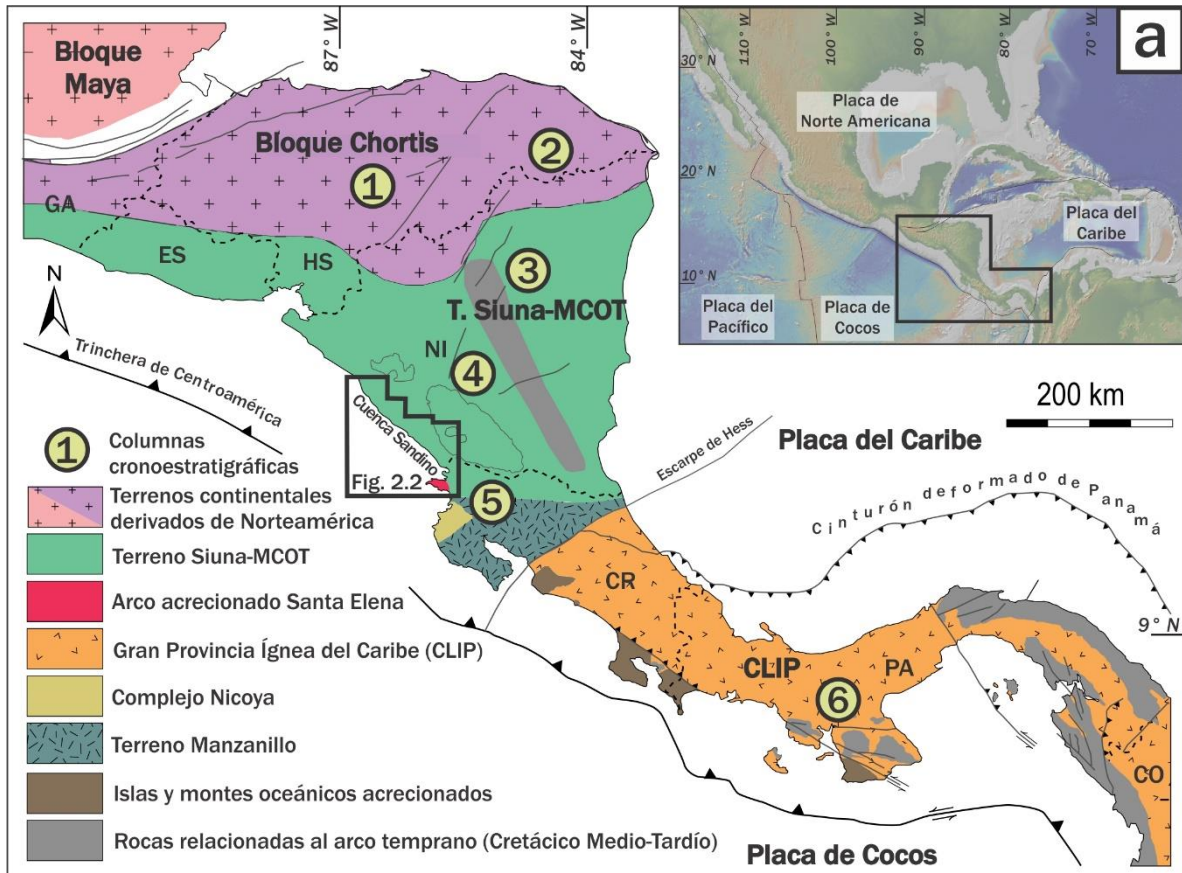


Figura 2.1. Geología regional de la porción occidente de la Placa del Caribe. a) Distribución y límites inferidos de los basamentos de Centro América, así como los elementos tectónicos actuales (Modificado de Andjić *et al.*, 2018a). b) Columnas cronoestratigráficas de regiones clave de Centro América. Los números de las columnas corresponden con las áreas de la figura 2.1a. Las columnas son modificadas de: (1 y 2) Ratschbacher *et al.*, 2009; Rogers *et al.*, 2007a; (3) Flores *et al.*, 2015; (4) Ehrenborg, 1996; (5) Andjić *et al.*, 2018b; (6) Buchs *et al.*, 2011).

2.2. Bloques y terrenos tectónicos

Los bloques que conforman la CAR, algunos destacan por su complejidad, tanto en su origen como en su evolución tectónica. Los bloques Maya y Chortís, aunque ambos son de tipo continental, difieren en gran medida en su origen y edad; mientras que el primero se supone como un fragmento separado de la placa de Norteamérica durante la apertura del Golfo de México (Pindell & Kennan, 2009; Ratschbacher *et al.*, 2009), el segundo está compuesto de un basamento Precámbrico–Paleozoico con un posible origen peri-Gondwánico y de afinidad sudamericana (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2007; García-Amador *et al.*, 2019). Por otro lado, el centro-sur de Centro América está conformado por rocas máficas y ultramáficas de corteza oceánica (Weyl, 1980). A partir de los estudios en la porción noreste de Nicaragua, esto es, Siuna, así como de las litologías obtenidas en pozos costa-adentro y costa-afuera en Guatemala y Costa Rica, y de las regiones de fragmentos acrecionados en las costas de Costa Rica y Panamá; se ha podido interpretar parte de la evolución tectónica de diversos ensambles en la región (Denyer & Gazel, 2009).

2.2.1. Bloque Maya y “terrenos entre fallas”

El bloque Maya abarca la península de Yucatán, el norte de Guatemala y Belice. Los límites de este terreno son: la plataforma carbonatada del Golfo de México al norte, en contacto con el bloque Chortís, al sur el sistema de fallas Motagua-Polochic activo desde el Mioceno; bordeado por una angosta plataforma fallada (Cozumel) al este, y por último al oeste, su límite se encuentra en el istmo de Tehuantepec cubierto por una extensa sucesión sedimentaria (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2007; Sánchez-Barreda, 1981).

Este terreno consta de un basamento cristalino, de edad Precámbrico-Paleozoico, conformado por esquistos y gneis, expuestos en el Grupo Santa Rosa y el Complejo El Rabinal, al norte de la falla Polochic en Guatemala. La cobertura del basamento es una

sucesión sedimentaria intercalada con rocas volcánicas que datan del Mesozoico al Paleógeno (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2007). Su origen se asocia al rifting y posterior expansión del Golfo de México. La edad de la colisión del bloque Maya con el bloque Chortís es del Cretácico Tardío (~72 Ma; Pindell *et al.*, 2012; Rogers *et al.*, 2007). El contacto actual entre ambos bloques es transformante lateral izquierdo y presenta un desplazamiento actual promedio de 2 cm/año (Guzmán-Speziale & Meneses-Rocha, 2000). La sutura se encuentra en el valle de Motagua marcando una notoria diferencia entre los distintos basamentos de ambos bloques.

2.2.2. Bloque Chortís

El bloque Chortis está compuesto por un basamento metamórfico del Precámbrico Tardío al límite Paleozoico-Triásico (Ratschbacher *et al.*, 2009). Este basamento está conformado por un complejo meta ígneo de esquistos, gneis y filitas, similares al basamento del complejo Oaxaqueño al sur de México (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2007), cubierto por areniscas, calizas y conglomerados del Jurásico Tardío al Cretácico. Por último, una sucesión sedimentaria del Cenozoico, conformada por depósitos marinos someros a dominios terrestres gruesos, se encuentra sobre la porción este del bloque, mientras que depósitos volcánicos yacen sobre los demás segmentos del terreno (Fig. 2.1). El bloque de Chortís contiene las únicas rocas pre-Mesozoicas de la placa del Caribe (Donnelly *et al.*, 1990; Rogers *et al.*, 2007a). Asimismo, el bloque de Chortís incluye la actividad del arco volcánico generado por la subducción entre la Placa de Farallón-Cocos y la CAR (Fig. 2.1a).

El origen y la evolución de este bloque tectónico sigue en debate y, aunque ya se han propuesto diversos escenarios, la hipótesis mejor fundamentada asocia el bloque como un fragmento continental perteneciente al sur de México, que se trasladó hacia el sureste de la NAM favorecido por la geometría de la Placa Farallón en subducción durante el Eoceno, además esta convergencia permitió que el bloque de Chortís formara parte de la placa del Caribe mediante un proceso de obducción-colisión (Flores *et al.*, 2015; Mann, 2007; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2007; Pindell & Kennan, 2009).

2.2.3. Gran Provincia Ígnea del Caribe

La Gran Provincia Ígnea del Caribe o CLIP, por sus siglas en inglés, consiste en una gruesa meseta de rocas ígneas basálticas emplazadas en una poco conocida corteza oceánica del

paleo-Pacífico (Andjić *et al.*, 2016; Andjić *et al.*, 2018a), con una extensión aproximada de 600,000 km² (Boschman *et al.*, 2014). En tierra, el CLIP está expuesto desde Costa Rica hasta el Ecuador, conformando la parte sur de Centroamérica (Fig. 2.1a). Al norte esta meseta basáltica se encuentra limitada por el Terreno Siuna-MCOT, aproximadamente en la frontera sur de Nicaragua, como una extensión hacia el oeste del Escarpe de Hess (Fig. 2.1a) (Andjić *et al.*, 2018a; Pindell & Kennan, 2009; Walther *et al.*, 2000); en el noreste la serie de fallas laterales que cruzan la isla La Española (i.e. Hispaniola), marcan la frontera con la NAM y al sur, subduciendo por debajo de la SAM (van Benthem *et al.*, 2013).

Diversos estudios asocian su origen a un estadio de inundación basáltica de pluma del manto profundo, asociado al *hotspot* de las islas Galápagos (Hoernle *et al.*, 2004; Ratschbacher *et al.*, 2009; Whattam & Stern, 2016). Fechamientos realizados en las muestras dragadas del fondo oceánico colocan el emplazamiento de esta meseta sobre la placa Farallón, en el Cretácico Superior entre 90 a 89 Ma (Coniciano; Andjić *et al.*, 2018a; 2018b; Boschman *et al.*, 2014; Diebold, 2009; Pindell & Kennan, 2009).

2.2.4. Terreno Siuna y Terreno Oceánico Compuesto Mesquito (MCOT)

Rogers *et al.* (2007a), fueron pioneros en clasificar los distintos tipos de basamento que conformaban el bloque de Chortís, dividiéndolo en tres (Chortís central, Chortís este y Chortís sur). Posteriormente, Baumgartner *et al.*, (2008) propusieron una nueva subdivisión creando así el Terreno Oceánico Compuesto Mesquito o MCOT, por sus siglas en inglés, mismo que incluye al Terreno Siuna (Fig. 2.1a). Este terreno compuesto, se distingue del CLIP, Terreno Manzanillo y Complejo Nicoya, debido a la presencia de un *mélange* de serpentinitas y de fragmentos de radiolaritas Triásicas, que preceden el rompimiento de Pangea (Baumgartner *et al.*, 2008). Las localidades tipo que definen el MCOT son: muestras perforadas en la zona de antearco de Guatemala (Geldmacher *et al.*, 2008), el *Mélange* de Serpentinita Siuna (Baumgartner *et al.*, 2008; Flores *et al.*, 2015;), el *Mélange* El Castillo (Baumgartner *et al.*, 2008) y la Península de Santa Elena (Escuder-Viruete & Baumgartner, 2014). Éstas forman un polígono con una extensión de ca. 1000 km en dirección E-W y 300 km en N-S.

La composición del *mélange*, con una mejor exposición en Siuna, contiene fragmentos de piso oceánico y arcos acrecionados dentro de una matriz de serpentinita

sometidos a varias condiciones de metamorfismo (Venable, 1994; Flores *et al.*, 2015). Sobre el basamento ígneo se encuentra una sucesión de rocas calizas hemipelágicas y turbiditas distales del Aptiano-Albiano, cubiertas por conglomerados del Cretácico Superior (Flores *et al.*, 2015). Una gruesa pila de andesitas recae inconformemente sobre las serpentinitas en Siuna (Venable, 1994). Además, rocas volcánicas se depositaron sobre el terreno desde el Paleoceno-Eoceno hasta el Reciente (Baumgartner *et al.*, 2008; Flores *et al.*, 2015; Fig. 2.1b).

Las unidades reportadas en Siuna (i.e. Terreno Siuna), representa el complejo de subducción más antiguo dentro de la CAR, con edades de exhumación de Ar-Ar en 140 Ma (Flores *et al.*, 2015). Los resultados geoquímicos indican que su origen fue dentro de un paleo-límite de placas en convergencia, el cual tenía una tendencia somera y se localizaba en el actual margen sur del bloque de Chortis durante el Jurásico Medio-Tardío, siendo exhumando en el Cretácico Temprano (Flores *et al.*, 2015). Este proceso tectónico de la convergencia entre el bloque de Chortís y el Terreno Siuna-MCOT, fue la causa de la colisión de estos dos fragmentos corticales (Rogers *et al.*, 2007b).

2.2.5. Complejo Nicoya

Durante el Cretácico Tardío-Paleoceno se acrecionaron diversos fragmentos oceánicos influenciados por el vulcanismo de pluma de manto, entre estos, el Complejo Nicoya (Andjić *et al.*, 2018b). Ubicadas en el margen noroeste del CLIP, dentro de la península de Nicoya en Costa Rica, se exponen rocas ígneas intercaladas con radiolaritas depositadas discontinuamente desde el Jurásico Medio hasta el Cretácico Superior (Andjić *et al.*, 2018a; Fig. 2.1a).

El origen del complejo ofiolítico se relaciona con tres fases de vulcanismo de meseta oceánica: (1) el primero, ocasionado por la influencia de un *hotspot* que afectó la placa Farallón entre 139-132 Ma (basamento anterior del Jurásico Medio; Denyer & Baumgartner, 2006); (2) la segunda fase, generó el Terreno Manzanillo, ubicado a unos 1,500 km al este del complejo, registrando en él geoquímica con afinidad de pluma del manto a una tipo MOR (*Mid-Ocean Ridge*) (Andjić *et al.*, 2018a; 2018b; Madrigal *et al.*, 2016); y (3) la última fase de vulcanismo que afectó al complejo, se relaciona con la generación del CLIP desde el Cenomaniano hasta el Santoniano (Andjić *et al.*, 2018a).

Una vez instaurado el CLIP, el Complejo Nicoya se desplazó hacia el este en la misma dirección que el plateau oceánico (Andjić *et al.*, 2019). Con el comienzo de una zona de subducción al oeste de la meseta basáltica, el Complejo Nicoya terminó por acrecionarse en el Campaniano al Terreno Manzanillo, provocando plegamientos y levantamientos del basamento en la zona de antearco (p. ej. Santa Elena en la CAS). Desde su emplazamiento a la margen noroeste de Costa Rica, este complejo comparte una sucesión estratigráfica compuesta por depósitos de carbonatos someros a profundos, rocas siliciclásticas y sedimentación de ambiente de arco con el Terreno Manzanillo y parte de arco acrecionado Santa Elena (Fig. 2.1), del Cretácico Superior hasta el Paleógeno Tardío-Eoceno (Andjić *et al.*; 2018a; 2018b).

2.2.6. Arco acrecionado de Santa Elena

La península de Santa Elena se encuentra al suroeste de la CAS (Fig. 2.1a; Fig. 2.2a). Se cree que es una zona de sutura de rocas ultramáficas entre los Terreno Siuna-MCOT y CLIP (Baumgartner & Denyer, 2006). Su origen está relacionado con un arco de islas sobre la Placa Farallón, mientras que la placa MacKinley y Guerrero se consumían por debajo (Andjić *et al.*, 2018a). El cierre diacrónico entre ambas placas resultó en colisiones arco-arco y con ellas la acreción del arco de Santa Elena al Terreno Siuna-MCOT (Escuder-Virujete & Baumgartner, 2014). En la península se pueden distinguir tres unidades tectónicas: (1) la napa de Santa Elena; (2) el Complejo Acrecional Santa Rosa (CASR); y (3) las Islas Murciélago (Baumgartner & Denyer, 2006); que se describen a continuación.

Napa de Santa Elena. Se encuentra en la parte superior de la sucesión y está conformada por peridotitas serpentinizadas, cortadas por diques máficos. Ambos están cubiertos por gabros masivos (Baumgartner & Denyer, 2006). La edad de esta unidad es de 124 ± 4 Ma (Hauff *et al.*, 2000).

Complejo Acrecional Santa Rosa. La segunda exposición de la península es el CASR. Formado por un ensamble oceánico de rocas ultramáficas, es considerado como la exposición más sureña del Terreno Siuna-MCOT (Baumgartner *et al.*, 2008), y su afinidad geoquímica resulta en rocas derivadas de montes submarinos (Hauff *et al.*, 2000). La acreción de este complejo posiblemente fue en el Cretácico Tardío (Albiano; Andjić *et al.*, 2018a).

Islas Murciélago. La principal particularidad de estas islas es la ausencia de fósiles sedimentarios. A diferencia de las dos unidades anteriores, ésta presenta litología de basaltos masivos y almohadillados con una afinidad geoquímica de arco de islas primitivo fechados en 109 ± 2 Ma (Hauff *et al.*, 2000; Baumgartner & Denyer, 2006).

2.2.7. Terreno Manzanillo

De acuerdo con Bandini *et al.* (2008), la península de Nicoya en Costa Rica está dividida en dos terrenos: el Complejo Nicoya y el Terreno Manzanillo (Fig. 2.1a). Este último colinda al norte con el MCOT, al sur con el CLIP y al este está bordeado por una extensión del Escarpe de Hess (Fig. 2.1a). Ambos terrenos presentan un basamento tipo oceánico, pero a diferencia del Complejo Nicoya la fuente ígnea del Terreno Manzanillo es más joven y distinta (Andjić *et al.*, 2018a). Ambos terrenos comparten una sucesión sedimentaria desde el Cretácico Superior hasta el Paleógeno (Fig. 2.1b).

El Terreno Manzanillo se conforma de una meseta ígnea con intrusiones de tipo OIB (*Ocean Island Basalts*), formada antes de la erupción del CLIP (~111 Ma; Hauff *et al.*, 2000; Madrigal *et al.*, 2016; Andjić *et al.*, 2018a). Sobre el basamento yacen las Formaciones Loma Chumico, Sabana Grande y Nambí siendo las más antiguas de la sucesión sedimentaria y las cuales no se presentan sobre el basamento del Complejo Nicoya (Andjić *et al.*, 2018a). Las rocas fuente de estas formaciones derivan del proceso de acreción del Terreno Manzanillo con el Terreno Siuna-MCOT en el Coniaciano–Santoniano, así como su posterior evolución. Después de esta acreción, hay evidencias de la formación de un arco volcánico nombrado arco Berrugate, entre ambos bloques, y activo hasta la acreción del Complejo Nicoya en el Campaniano (Andjić *et al.*, 2018b). Durante este proceso hubo plegamientos y levantamiento del basamento en la zona de antearco (p. ej. Santa Elena para la CAS), generando un cambio en el ambiente de depósito en la parte sur de la CAS (Andjić *et al.*, 2018a).

2.3. Cuenca de Antearco de Sandino

La CAS forma parte de una serie de cuencas desarrolladas en el margen oeste de la placa del Caribe, a partir del Cretácico Tardío-Paleógeno (Alvarado *et al.*, 2007). Se extiende a lo largo de Nicaragua desde el Golfo de Fonseca (intersección entre El Salvador, Honduras y Nicaragua) hasta la península de Santa Elena en el noroeste de Costa Rica con una longitud aproximada de 300 km (Funk *et al.*, 2009; Ranero *et al.*, 2000; Struss *et al.*, 2008). Transversalmente, la CAS se prolonga desde la trinchera de Centro América hasta la Depresión de Nicaragua, este del Istmo de Rivas (Andjić *et al.*, 2016; Ranero *et al.*, 2000; Fig. 2.2).

La formación y evolución de la cuenca ha sido ampliamente estudiada. Sin embargo, el basamento de la CAS es poco conocido; en el sur, Escuder-Virueite & Baumgartner (2014), sugieren que la sucesión sedimentaria recae sobre la pila de rocas ultramáficas expuestas en la península de Santa Elena, mientras que al norte no se ha logrado identificar el origen del basamento basáltico que la subyace. Estudios geofísicos de la configuración de la CAS muestran la presencia de cuñas del manto debajo del depocentro de la cuenca y en la zona del alto topográfico (*outer-high*; Berhorst, 2006; Sallarès *et al.*, 2013; Fig. 1.1b). Walther *et al.* (2000), sugieren que esta anomalía representa un remanente de plateau oceánico debajo de la cuenca; empero también se interpreta como una extensión del arco acrecionado de Santa Elena (Andjić *et al.*, 2018b; Fig. 2.1 y Fig. 2.2). Por otro lado, la perforación de pozos exploratorios costa-adentro y costa-afuera, han permitido conocer más acerca de la estructura de la CAS. De estos pozos, que son: Argonauta-1; Ostional-1; Rivas-1; y Tritón-1; solamente el pozo Rivas-1 (Fig. 2.2) ha mostrado rocas basálticas (i.e. máficas) como parte del posible basamento en la CAS centro-norte, que algunos han interpretado como parte del Complejo Nicoya (Ranero *et al.*, 2000).

La estratigrafía de la CAS presenta una historia evolutiva diferencial (Andjić *et al.*, 2018a; 2018b). El relleno sedimentario promedia ~10 km y en el depocentro excede los 13 km en la parte central (Andjić *et al.*, 2018a; Struss *et al.*, 2008). La zona sureste de la cuenca registra ~5 km de grosor y hacia el Golfo de Fonseca alcanza ~16 km (McIntosh *et al.*, 2007). La exposición de la sucesión sedimentaria se puede observar costa-adentro sobre los monoclinales de Rivas localizado en el Istmo de Rivas (Andjić *et al.*, 2016; Fig. 2.2).

Las primeras formaciones que yacen sobre el basamento de la CAS son: las Formaciones Loma Chumico, Sabana Grande y Nambí. Aunque éstas sólo se encuentran en la porción NW de Costa Rica (Fig. 2.2), se pueden observar en la zona suroeste de Nicaragua y más al sur, en Costa Rica, a pesar de que no se ha detectado su presencia en la zona centro y norte de la cuenca, se infiere su presencia por principios estratigráficos (Coniciano–Santoniano) (Andjić *et al.*, 2018a; Struss *et al.*, 2008). A finales del Cretácico y antes del Paleógeno, la colisión del Complejo Nicoya influyó en los depósitos de la cuenca depositándose las formaciones El Viejo (Campaniano Medio), y Piedras Blancas (Campaniano–Maastrichtiano). En la porción central y norte de la cuenca la primera formación reconocida es la Fm. Rivas o Fm. Curú, en Costa Rica (Maastrichtiano–Paleoceno; Andjić *et al.*, 2018b). Encima de esta formación yace la Fm. Sapoá (Paleoceno) (Fig. 2.2). Debido a que se desconoce la extensión de esta formación al norte de la CAS, se interpreta como las consecuencias de un levantamiento local (Andjić *et al.*, 2018a; 2018b). En el límite Paleoceno–Eoceno, se depositó la Fm. Buenavista sobre la Fm. Sapoá, en la parte costarricense. De acuerdo con Andjić *et al.*, (2016), las subsecuentes formaciones son: Fm. Brito o Fm. Descartes, en Costa Rica (Paleoceno superior–Eoceno inferior), Fm. Junquillal o Fm. Astillero, en Nicaragua (Eoceno Superior–Oligoceno Inferior) y Fm. Juanilla (Oligoceno). Anteriormente, estas tres formaciones formaban parte de una misma unidad y eran reconocidas como la Fm. Descartes–Brito (p. ej. Kolb & Schmidt, 1991; Kumpulainen, 1995). Ulterior, la Fm. Masachapa registra el cambio Paleógeno–Neógeno y se localiza en el centro-norte de la CAS (Andjić *et al.*, 2018b). Su composición se enriquece en arenas hacia la cima; culminando esta transición con el depósito de la Fm. El Fraile (Mioceno), sobre las zonas centro y norte, intercalada con la Fm. Tamarindo del Mioceno Medio. La Fm. El Salto yace inconformemente sobre todas las formaciones más antiguas y se depositó en el Plioceno (Fig. 2.2; Andjić *et al.*, 2018b).

Durante su formación la CAS se vio afectada por la actividad volcánica en mayor o menor medida. A partir del Oligoceno se han depositado grupos derivados de arco volcánico al este de la cuenca como la Fm. Matagalpa (Oligoceno), Fm. Coyol (Mioceno-Plioceno) y contemporáneo a la Fm. El Salto, la Fm. Las Sierras (Ehrenborg, 1996).

2.3.1. Formación Rivas (Maastrichtiano–Thanetiano)

La Fm. Rivas (o Fm. Curú, en Costa Rica) se depositó a finales del Cretácico (Maastrichtiano) principios del Cenozoico (Thanetiano) (Andjić *et al.*, 2018b). Las rocas que la conforman son una sucesión derivada de un arco volcánico y depositada en ambientes profundos, como turbiditas volcanosedimentarias. Las turbiditas, principalmente se han reportado como una mezcla de tamaños de grano de arenas, lodos y gravas, con abundantes feldespatos, magnetita y minerales ferromagnesianos. Esta formación es el primer depósito detrítico de turbiditas distales de composición principalmente máfica (Astorga, 1988), y representa el reciclaje de material volcánico. Hacia la cima, la composición de las rocas cambia de basáltica a composiciones andesíticas (Astorga, 1988). En la parte sur de la CAS, sobre el Istmo de Rivas, se ha reconocido una intercalación con rocas calizas someras, conglomerados arenosos y flujos andesíticos de la Fm. Sapoá (Paleoceno Temprano; Fig. 2.2; Jaccard *et al.*, 2001; Andjić *et al.*, 2018b). El espesor de esta formación se calcula entre ~500 a 1000 m (Astorga, 1988; Struss *et al.*, 2008), variando dependiendo de la posición en la CAS.

2.3.2. Formación Brito (Ypresiano–Priaboniano)

La Fm. Brito (o Fm. Descartes, en Costa Rica) representa el mayor grosor de rocas sedimentarias en toda la cuenca, con aproximadamente 4000 m (Ranero *et al.*, 2000). Esta formación se depositó durante el Eoceno (Ypresiano–Priaboniano) (Andjić *et al.*, 2018b). De acuerdo con Andjić *et al.* (2016), la formación se presenta en exposiciones de 500 m en el sur de la CAS. En la base se observa una sucesión turbidítica de limolitas y areniscas finas en alternancia con calizas con laminación fina, pelágicas con foraminíferos planctónicos y algunos radiolarios parecidos a los presentes en la Fm. Buenavista (Cuenca de Antearco de Tempisque, Costa Rica). A lo largo de la columna sedimentaria se presenta una alternancia turbidítica de areniscas, lutitas y limolitas. Una característica especial de esta sucesión sedimentaria es la presencia de súper-flujos de arenitas con Nummulites, clasificados como complejos de canales de levee (Lang *et al.*, 2017; Fig. 2.2). En la cima se encuentra una intercalación de lutitas arenosas laminares con areniscas tufáceas y pocos foraminíferos bentónicos (Andjić *et al.*, 2018b). La Fm. Brito-Descartes se depositó aproximadamente a 3000 m de profundidad (Struss *et al.*, 2008), en abanicos submarinos intermedios a distales

de cuenca profunda (Struss *et al.*, 2007; Lang *et al.*, 2017), durante el Paleoceno Tardío al Eoceno Temprano (Andjić *et al.*, 2018b).

Las Formaciones Junquillal-El Astillero y Juanilla se encuentran en el sur de la CAS. La primera, está compuesta por rocas vulcaniclásticas y una sucesión de tempestitas y canales conglomeráticos indican la cercanía a un relieve alto (levantamiento), anterior al Eoceno Tardío–Oligoceno Temprano (Andjić *et al.*, 2018b). Por otro lado, la Fm. Juanilla se depositó sobre un anticlinal en el Oligoceno Temprano. Esta formación coralina solamente se pudo haber depositado en un ambiente en el cual la cuenca estaba alcanzando niveles superiores y en presencia de un nivel del mar bajo, dando lugar a la formación de bancos de carbonatos en periodos muy cortos de tiempo y espacio (Andjić *et al.*, 2016; Fig. 2.2). La presencia de formaciones asociadas a ambientes de plataforma somera, confirman la hipótesis de una evolución diferencial de la cuenca al sur de la CAS.

2.3.3. Formación Masachapa (Rupeliano–Aquitano)

La formación Masachapa se depositó en la cuenca desde el Oligoceno Inferior (Rupeliano) hasta el Mioceno Inferior (Aquitano) (Andjić *et al.*, 2018b). Está conformada por una sucesión de limolitas con laminación de tamaño limo-arena y areniscas, junto con arenitas derivadas de un arco volcánico (Struss *et al.*, 2008; Andjić *et al.*, 2018b). En la cima se pueden observar turbiditas volcaniclásticas de grano fino, enriquecidas en material arenoso y tufáceo, también se distinguen limolitas ricas en materia orgánica y querógeno, suficiente para la generación de petróleo y su subsecuente expulsión (Struss *et al.*, 2008). Los fragmentos calcáreos que abundan en la cima son foraminíferos planctónicos y en la base son moluscos y equinodermos. La base está compuesta por lutitas limo-arenosas y areniscas con poca gradación (Andjić *et al.*, 2018b; Fig. 2.2). La Fm. Masachapa se depositó en ambientes de cuenca marina profunda lejana (Andjić *et al.*, 2018b). El grosor de esta formación es de 1500-2000 m (Ranero *et al.*, 2000; Weyl, 1980).

2.4. Evolución de la Cuenca de Sandino

La formación y evolución de la CAS se registró en una sucesión cuasi-continua de sedimentos marinos del Cretácico Tardío al Mioceno (Andjić *et al.*, 2018b; Andjić *et al.*, 2018a; Ranero *et al.*, 2000; Walther *et al.*, 2000; Weinberg, 1992). De acuerdo con Weinberg

(1992), las formaciones que conforman la CAS han sufrido procesos de plegamiento, erosión y enterramiento anteriores al depósito de las rocas derivadas del actual Arco Volcánico de Centro América (AVCA). Estas formaciones pierden grosor hacia la porción externa del antearco, sobre el *outer-high*. La presencia de este relieve positivo ha afectado la sedimentación en la cuenca desde el Cretácico Tardío-Paleoceno (Ranero *et al.*, 2000).

La CAS tiene una historia de sedimentación parecida a las cuencas de antearco presentes en Guatemala y Costa Rica (Ranero *et al.*, 2000). Una vez acrecionado el Terreno Manzanillo al Terreno Siuna-MCOT (89-83 Ma), se instauró el Arco Berrugate y las primeras formaciones al sur de la CAS comenzaron a depositarse (i.e. Loma Chumico, Sabana Grande y Nambí; Fig. 2.2; Andjić *et al.*, 2018a). Y para finales del Campaniano, el Complejo Nicoya ya se encontraba ensamblado al Terreno Siuna-MCOT. Esta colisión derivó en plegamientos y cese de la actividad volcánica del arco, al menos en la porción norte de Costa Rica, y que compartían los terrenos aledaños (Berrugate; Terreno Siuna-MCOT-Manzanillo). El levantamiento que sufrió la zona de antearco permitió la transición de ambientes marinos profundos a unos más someros y la exposición-erosión del basamento de la cuenca (Andjić *et al.*, 2016; Andjić *et al.*, 2018a; 2018b). De esta manera, se depositó la Fm. El Viejo hasta el Maastrichtiano Tardío (Fig. 2.2) y probablemente también parte de la Fm. Rivas-Curú. La respuesta tectónica de la CAS dio lugar a la sedimentación de las calizas pelágicas que conforman la Fm. Piedras Blancas (límite SW de Nicaragua-Costa Rica) en un ambiente en subsidencia.

La Fm. Rivas-Curú se encuentra encima de la Fm. Piedras Blancas. Las rocas que conforman a la primera son indicadores de la reanudación en la actividad volcánica en el margen oeste de la placa del Caribe. La edad de esta formación (~75 Ma) coincide con el inicio de la subducción a lo largo de la trinchera de Centroamérica (Ranero *et al.*, 2000), o bien a la acreción de un plateau oceánico (Walther *et al.*, 2000).

Durante el resto del Paleoceno se depositaron al sur de la cuenca las formaciones Sapoá (Nicaragua), Barra Honda y Buenavista (Costa Rica). Las primeras dos, dentro de un ambiente somero, coexistiendo con calizas pelágicas (Andjić *et al.*, 2018b; Fig. 2.2). Considerando el modelo evolutivo de Walther *et al.* (2000), Buchs *et al.* (2009) proponen la acreción de un plateau oceánico (Complejo Ígneo Osa; Fig. 2.1), al sur de Costa Rica, que

puede explicar el levantamiento de la región de antearco y el cese de la actividad volcánica. Aunque no se tiene evidencia física de que este proceso haya tenido lugar en la CAS, se propone el mismo modelo, como una explicación al cambio de ambiente de depósito en la cuenca (Andjić *et al.*, 2018a; 2018b). Posterior a la acreción de esta meseta oceánica, la relajación tectónica de la zona de antearco, permitió el depósito de una sucesión de rocas turbidíticas vulcanoclásticas, intercaladas con canales conglomeráticos de tamaños grueso (complejos de canales de levee), reconocida como la Fm. Brito-Descartes (Lang, *et al.*, 2017; Ranero *et al.*, 2000; McIntosh *et al.*, 2007; Struss *et al.*, 2008; Fig. 2.2). Encima de esta formación, Andjić, *et al.* (2016) reconocieron la Fm. Junquillal-El Astillero de plataforma somera. Esta formación es un indicador del levantamiento y posterior plegamiento del depocentro de la CAS durante el Eoceno Tardío-Oligoceno. La deformación que sufrió la cuenca durante el Paleógeno afectó en distintos niveles la CAS, tal vez debido al gran levantamiento que sufrió la zona sur del AVCA (Fig. 2.2), causado por un mecanismo transpresional (Ranero *et al.*, 2000). Andjić *et al.* (2018b), atribuyen los distintos ambientes de depósito tan cercanos en la cuenca, a la acreción de montes submarinos de los cuales se tiene registro al sur de Costa Rica y en Panamá (p. ej. Península de Herradura/Osa en Costa Rica y Península de Azuero en Panamá; Fig.2.1). Al finalizar esta acreción, los ambientes subaéreos, retornaron a niveles marinos, permitiendo así que la Fm. Juanilla se depositara sobre rocas tempestitas del Eoceno–Oligoceno (Andjić *et al.*, 2016).

A partir del Oligoceno Tardío, la CAS experimentó procesos de subsidencia probablemente relacionados a la erosión basal de la placa superior en la zona de subducción (i.e. Farallón-Cocos-Nazca y Caribe; Ranero *et al.*, 2000; Fig. 1.1a), o bien a un proceso de retroceso de la placa en subducción (*slab rollback*; Weinberg, 1992; Andjić *et al.*, 2018b). En la zona del Istmo de Rivas, la CAS presenta fallas relacionadas a este proceso. La cima de la Fm. Masachapa registró el cambio transicional relacionado a este proceso, dando lugar a la Fm. El Fraile (Mioceno Medio). Durante la transición entre ambas unidades, el margen oeste del Caribe presentó movimientos tectónicos acelerados asociados a la reorganización de Centro América y Sudamérica (Ranero *et al.*, 2000). De acuerdo con Weinberg (1992), contemporáneo a esta reorganización se formaron los anticlinales de Rivas y San Cayetano, en el Istmo de Rivas (Fig. 2.2).

Durante el Mioceno Medio-Tardío se formó la Depresión de Nicaragua, mediante un proceso extensional que sufrieron las cuencas de antearco en el Caribe (Fig. 2.2), en que el arco volcánico migró hacia la trinchera. El fallamiento dentro de la CAS permitió la sedimentación de la Fm. Tamarindo. Esta sucesión volcánica se encuentra intercalada con rocas continentales en la zona norte debido a un movimiento tectónico más lento (Andjić *et al.*, 2018b; Ranero *et al.*, 2000; Weinberg, 1992; Fig. 2.2). Además, la evolución de la CAS en el Plio-Pleistoceno está documentada en las formaciones El Salto y Las Sierras. Asimismo, el régimen de esfuerzos dentro de la cuenca cambió y se produjo otro levantamiento activo en la actualidad (Andjić *et al.*, 2018b; Weinberg, 1992). Esta deformación ha generado movimientos transtensivos y la sismicidad actual (Alonso-Henar *et al.*, 2017; Funk *et al.*, 2009).

2.5. Distribución del sistema volcánico de Nicaragua.

A partir de la colisión y ensamble de los terrenos oceánicos con el bloque de Chortís para el Cretácico Tardío, la formación de un sistema de subducción al oeste de la región de Centro América, con la placa de Farallón subduciendo por debajo de este fragmento cortical, generó un arco volcánico que ha operado desde el Campaniano (Alvarado *et al.*, 2007; Andjić *et al.*, 2018a; Mann, 2007; Whattam & Stern, 2016).

La actividad del sistema volcánico en Centro América para el Cretácico Tardío ha sido considerada en sus inicios de un estilo tipo Izu-Bonin-Marianas, cambiando a un proceso de diferenciación magmática típica de corteza continental (Whattam & Stern, 2016). La evolución ha sido el producto de una compleja dinámica en la margen convergente entre las Placas de Farallón-Cocos y el occidente del Caribe. Los arcos volcánicos formados en Panamá, Costa Rica y Nicaragua, tienen tanto variaciones geoquímicas como variaciones en su distribución espacial (Alvarado *et al.*, 2007; Hodgson, 2000; Janousek *et al.*, 2010; Saginor *et al.*, 2013). La región de Costa Rica y Panamá se caracteriza por tener procesos de subducción y colisión de montes submarinos y ridges desde el Paleoceno hasta la actualidad (Andjić *et al.*, 2018a; Ranero *et al.*, 2000), mientras que la parte de Nicaragua no presenta evidencias claras de dichos procesos.

La evolución y distribución del arco volcánico en la región de Nicaragua, parece mostrar distintos estadios. En la actualidad el arco volcánico (AVCA) se encuentra paralelo a la zona de trincheras y dentro de la Depresión de Nicaragua; sin embargo, para el Cretácico Tardío-Paleógeno la distribución del arco tuvo lugar en la parte central-oriental de Nicaragua (Fig. 2.1). Diversos trabajos reportan una posible migración del arco volcánico en la región oriental de Nicaragua a partir del Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano (Alvarado *et al.*, 2007; Andjić *et al.*, 2018b; Arengi & Hodgson, 2000; Gazel *et al.*, 2005; Hodgson, 2000; Weinberg, 1992). No obstante, la evidencia de unidades volcánicas e intrusivos del Paleógeno en la región central y este (p. ej. Grupo Pre-Matagalpa y Matagalpa; Arengi & Hodgson, 2000; Ehrenborg, 1996), parecen ser parte de la consecuencia de la dinámica de Placa de Farallón-Cocos en la región. Asimismo, algunos pozos exploratorios en la región del atlántico nicaragüense contienen horizontes eocénicos de rocas volcánicas básicas a intermedias y depósitos de tobas (p. ej. Bernardo & Bartolini, 2015), mostrando que el arco volcánico para el Eoceno pudo alcanzar su máxima distancia de la trincheras.

2.6. Evolución de la Placa de Farallón-Cocos

El registro geológico de la región de Centro América está vinculado en gran medida con la dinámica de la margen convergente entre las Placas de Farallón-Cocos y Caribe. La historia de la Placa de Farallón en su porción central está marcada por su fragmentación en el Mioceno Temprano (~22.7 Ma), lo que resultó en la formación de las Placas de Cocos y Nazca (Barckhausen *et al.*, 2008; Lonsdale, 2005). Este proceso tectónico que particionó a la Placa de Farallón en dos, generó cambios geodinámicos como: (1) la dirección de convergencia, que pasó de ser cuasi-ortogonal a oblicua con respecto a la trincheras; (2) el aumento de velocidad, una aceleración en la dorsal sur de Pacífico-Cocos (Barckhausen *et al.*, 2008); y (3) el espesor de la corteza en la región sur aumento debido a la cercanía con el *hot spot* de Galápagos (van Avendonk *et al.*, 2011), produciendo el Ridge de Cocos y montes submarinos que posteriormente colisionarían con Panamá y Costa Rica (p. ej. Barat *et al.*, 2014). Este último cambio sería importante para el registro de la sedimentación a lo largo de las cuencas de antearco de Centro América, debido a que la corteza oceánica que estaría subduciéndose por debajo de Costa Rica y Panamá sería más gruesa (~10 km) y con montes

submarinos y ridges, a diferencia que, en la porción de Nicaragua, ausente de estos elementos y siendo una corteza más delgada (~6 km) (van Avendonk *et al.*, 2011).

3. Metodología

3.1. Construcción de la columna estratigráfica del CAS

En este trabajo se analizaron muestras de rocas tomadas de afloramientos distribuidos dentro del Istmo de Rivas (Fig. 2.2). La discontinuidad de afloramientos en esta porción de la CAS dificulta la medición de una columna estratigráfica mayor a 25–30 m (p. ej. Andjić *et al.*, 2018b; Struss *et al.*, 2007). Por tal motivo, y a fin de ubicar estratigráficamente las muestras estudiadas en este trabajo, se propuso construir una columna estratigráfica esquemática basada en observaciones estructurales y sedimentológicas de campo, apoyada a su vez por trabajos previos en la misma zona.

Mediante el promedio de los datos estructurales (rumbo y echado) obtenidos en campo, se determinó el promedio de estratificación asociado a cada formación con base en la estadística de Fisher (Fig. 3.1c). Posteriormente, se midieron tres espesores aproximados considerando cima y base a partir del promedio de estratificación obtenido con anterioridad (Fig. 3.1b). Una vez definidas estas distancias, se realizó un cálculo trigonométrico con cada una de las distancias y su correspondiente media estructural (echado), para posteriormente promediar estos valores y obtener el espesor más aproximado en cada una de las tres formaciones de estudio. Lo anterior permitió posicionar los sitios de muestreo dentro de la columna esquemática, relativa a este trabajo (Fig. 3.1b). Esta posición estratigráfica de cada sitio de muestreo se obtuvo calculando la distancia (estimada), de cada sitio, a la cima/base de la formación a la que pertenecían conforme a la cartografía de Andjić *et al.* (2018b) (Fig. 2.2a), asignándoles así una posición estratigráfica en la columna de la CAS central previamente construida (Fig. 2.2b y Tabla 3.1).

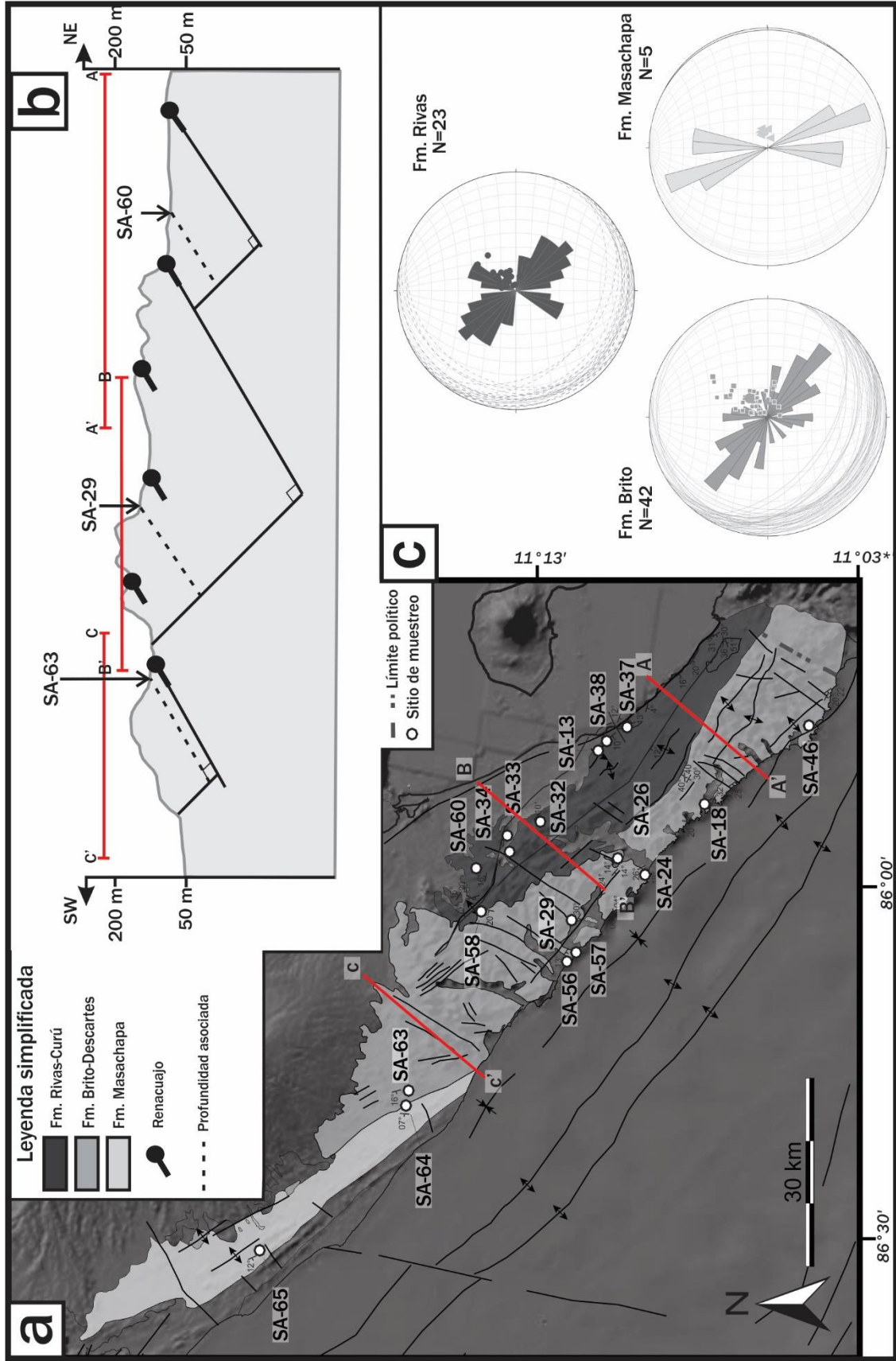


Figura 3.1. Representación esquemática de la construcción para la columna estratigráfica esquemática de la CAS, así como la ubicación de los sitios con base en el espesor estimado de las formaciones estudiadas. a) Cartografía de la CAS (modificado de Andjić *et al.*, 2018b). b) Representación esquemática del cálculo trigonométrico para conocer el espesor de la Fm. Rivas, Brito y Masachapa. c) Gráficos de estereogramas y rosetas de los datos de estratificación (rumbo y echado), promedio para cada formación.

3.2. Muestreo de campo y preparación de láminas delgadas

En septiembre y octubre de 2015 se realizaron dos campañas de muestreo en campo en la CAS con fines de estudios paleomagnéticos. Ambas campañas abarcaron el muestreo de afloramientos a lo largo de caminos de terracería, así como de las costas del Pacífico y Lago de Nicaragua. Todos los sitios de muestreo se obtuvieron en territorio nicaragüense. Asimismo, dichas campañas tuvieron como objetivo abarcar tres formaciones de la CAS: 1) Fm. Rivas, 2) Fm. Brito y 3) Fm. Masachapa. Las muestras recolectadas en ambas campañas son especímenes consolidados de areniscas con granulometría fina-media, con edades que abarcan del Cretácico Superior al Mioceno Inferior.

La adquisición de muestras en campo consistió en la obtención de núcleos de roca mediante un taladro eléctrico portátil, de las cuales se muestrearon 66 sitios. Estos núcleos se orientaron bajo la metodología de estudios paleomagnéticos (Butler, 1992). De igual forma, en cada sitio de muestreo se observaron las características del afloramiento, entre éstas: espesor, geometría, estructuras primarias, pliegues, fracturas, fallas, etc.

En el Laboratorio de Paleomagnetismo del Instituto de Geofísica, UNAM, se obtuvieron cilindros con un tamaño de 2.1 x 2.5 cm, también llamados “especímenes”, en el paleomagnetismo (Butler, 1992). El siguiente paso consistió en la selección de especímenes representativos de cada sitio, que abarcarán las tres formaciones objetivo a lo largo de la columna estratigráfica de la CAS. De esta selección se tomaron 18 especímenes distribuidos a lo largo de la sucesión de rocas sedimentarias de la CAS: ocho en la Fm. Rivas, ocho en la Fm. Brito y dos en la Fm. Masachapa. A partir de estos especímenes, se obtuvieron láminas delgadas, realizadas en el Laboratorio de laminación del Instituto de Geología, UNAM.

Tabla 3.1. Relación entre sitios paleomagnéticos con las muestras laminadas y posición estratigráfica asociada a este trabajo.

Sitio	Lámina	Posición estratigráfica	Coordenadas	
			latitud	longitud
Formación Masachapa				
SA65	15SA310D	18	11°54'13"N	86°31'17"O
SA64	15SA305A	17	11°40'24"N	86°18'30"O
Formación Brito				
SA63	15SA297D	16	11°40'45"N	86°17'53"O
SA46	15SA191D	15	11° 6'33"N	85°46'0"O
SA57	15SA259D	14	11°27'13"N	86° 6'13"O
SA56	15SA252C	13	11°27'9"N	86° 6'12"O
SA24	15SA077B	12	11°20'35"N	85°58'48"O
SA18	15SA037B	11	11°15'38"N	85°52'52"O
SA29	15SA095A	10	11°27'7"N	86° 2'51"O
SA26	15SA083A	9	11°23'6"N	85°57'23"O
Formación Rivas				
SA58	15SA267A	8	11°34'8"N	86° 1'36"O
SA60	15SA276B	7	11°35'9"N	85°58'4"O
SA34	15SA119B	6	11°32'29"N	85°56'26"O
SA32	15SA103A	5	11°29'55"N	85°53'55"O
SA33	15SA108C	4	11°32'31"N	85°55'8"O
SA13	15SA019A	3	11°23'44"N	85°46'35"O
SA38	15SA142B	2	11°23'44"N	85°46'34"O
SA37	15SA137A	1	11°22'44"N	85°45'39"O

3.3. Petrografía de areniscas

El análisis petrográfico de las 18 muestras seleccionadas se realizó tanto cualitativa como cuantitativamente. Los resultados cualitativos se obtuvieron mediante la descripción detallada de los especímenes, que fungieron como muestras de mano y de la descripción petrográfica. Por otro lado, los estudios cuantitativos de las muestras se realizaron con ayuda de un microscopio óptico Leica DM LM modelo IM500, parte del Laboratorio de Paleomagnetismo del Instituto de Geofísica, UNAM.

3.3.1. Método de Conteo de puntos

El análisis cuantitativo de las rocas se realizó mediante el método de conteo de puntos Gazzi-Dickinson. Este método consiste en un conteo modal de puntos propuesto por Gazzi en 1966, y Dickinson en 1970, tomando en cuenta las consideraciones sugeridas por Ingersoll *et al.*, (1984). El método se realiza mediante un contador manual, que es un soporte metálico colocado sobre la platina giratoria del microscopio petrográfico (Fig. 3.2a). Sobre éste, se

coloca la lámina delgada de interés y se desplaza de manera equidistante y constante en dos direcciones ortogonales x - y , con el fin de abarcar toda el área y contabilizar los componentes de la roca ubicados justo en el cruce de los hilos (Fig. 3.2b).

El éxito de la metodología Gazzi-Dickinson, radica en que deslinda y hace independiente la composición modal del tamaño de grano de la arenisca, es decir, se considera monomineral a cualquier componente mineral que rebase el límite arena-limo (0.0625 mm), y se consideran fragmentos poliminerales a los clastos de menor tamaño que 0.0625 mm, que aún conservan la textura de la roca fuente (Fig. 3.2), de esta forma se puede calcular los porcentajes modales de los diferentes componentes en una roca detrítica (Ingersoll *et al.*, 1984).

Por otro lado, van der Plas & Tobi (1965), demostraron estadísticamente que un mínimo de 300 puntos obtiene errores 2σ (desviación estándar), comprendidos entre el 5.8 y 4% (nivel de confianza del 95%), para poblaciones con abundancia entre el 73 y 14%, mientras que un conteo de 500 puntos reduce el error dentro de un rango comprendido entre 4.4 y 3.1% (Fig. 3.3). Por lo tanto, en este trabajo, para una mejor precisión, se contaron un mínimo de 500 puntos donde las condiciones de la lámina delgada lo permitieron (van der Plas & Tobi, 1965; Ingersoll *et al.*, 1984), aunque ya diversos autores sugieren utilizar otros métodos estadísticos para calcular la incertidumbre (Howarth, 1998). El espaciado se planeó para maximizar la cobertura de la lámina delgada y para que el espacio fuese mayor al tamaño de grano más grande de la lámina.

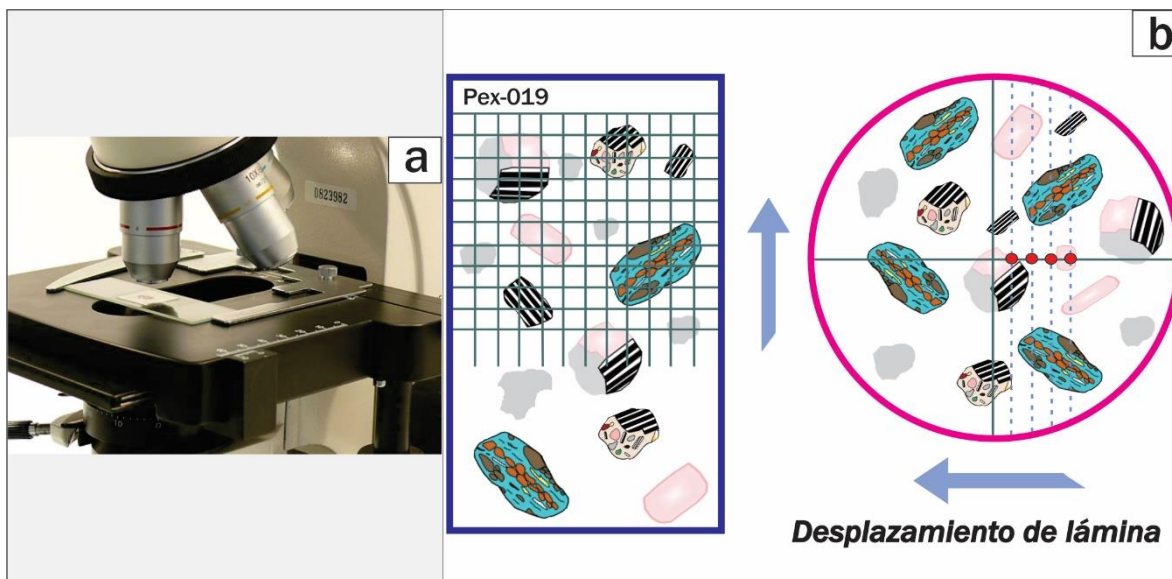


Figura 3.2. a) Contador de puntos manual sobre la platina del microscopio. b) Esquema dónde se muestra de manera sintetizada el método de conteo de puntos.

Retomando todas las consideraciones anteriores, dentro de este trabajo se incluyen todos los elementos identificados cualitativa y cuantitativamente en el microscopio (i.e. monominerales, poliminerales, rocas carbonatadas y pedernal). Estos elementos se clasificaron dentro de 11 grandes categorías, como se observa en la tabla 3.2. Con el fin de brindar mayor detalle a nuestra investigación se incluyeron subcategorías muy detalladas en cada grupo, como se sugiere en los trabajos de Zuffa (1985), Marsaglia & Ingersoll (1992), Garzanti & Vezzoli (2007), y Garzanti (2016 y 2019). Con base en estas categorías, se graficaron además diagramas ternarios de moda en los años 70's y 80's (Folk, 1974; Dickinson & Suczek, 1979; Ingersoll & Suczek, 1979; Dickinson, 1985; Zuffa, 1985), actualmente debatibles (Garzanti, 2016; 2019); así como algunos diagramas ternarios más recientes, donde se recomienda clasificar y nombrar la roca de acuerdo a su composición (p. ej. Garzanti *et al.*, 2013; Garzanti, 2016), que incluyen en el vértice de "Líticos", el pedernal, las calizas y dolomías. Además, se proponen otros diagramas ternarios que nos permiten identificar los componentes monominerales más abundantes y presentes en las rocas.

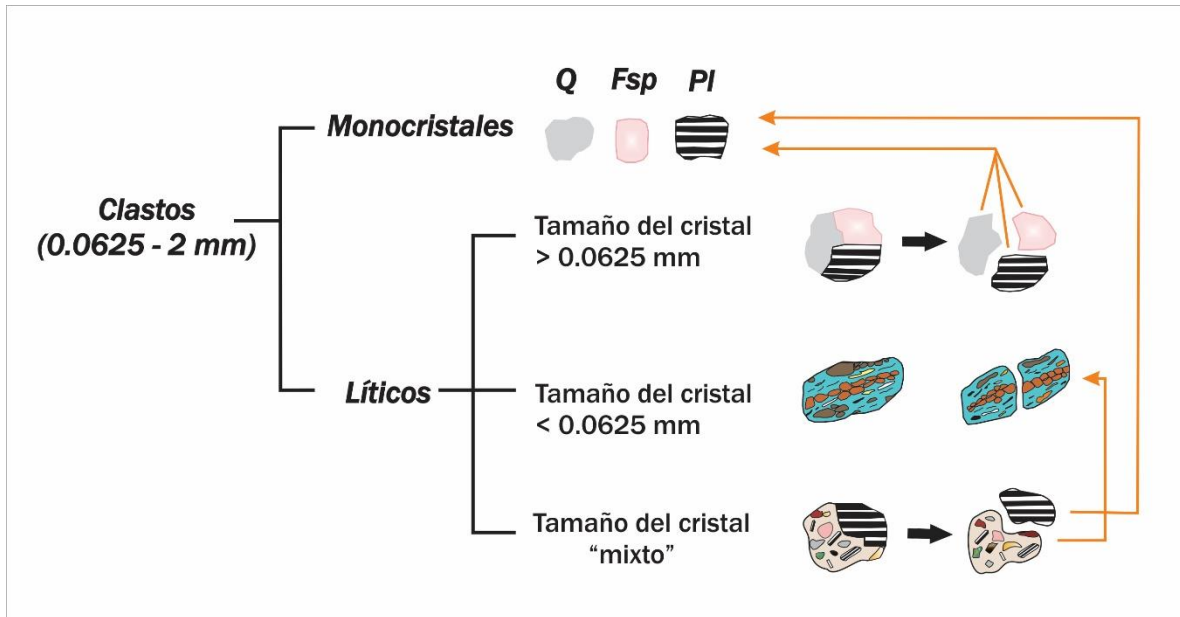


Figura 3.3. Figura esquemática dónde se muestran las reglas del conteo de puntos por el método Gazzi-Dickinson (Modificado de Zuffa, 1985).

Debido a que este método es una evaluación cuantitativa de los distintos componentes de una roca detrítica, tiene la capacidad de potenciar la información relacionada a la abundancia en volumen del contenido de clastos, así como realizar la clasificación composicional de la roca y confirmar la procedencia de las distintas fuentes de dichas rocas. Por último, a fin de tener un control en nombre y abreviaciones de los minerales estudiados en este trabajo, se utilizaron las abreviaciones de minerales propuesta por Whitney & Evans (2010).

Tabla 3.2. Tabla compuesta de categorías utilizadas para la petrografía cuantitativa de roca total según diversos autores.

Categoría		Descripción
Q	Qz	Cristal individual de Cuarzo
	Qpl	Cuarzo en roca plutónica
	Qlva	Cuarzo en lítico volcánico, composición ácida
	Qlvi	Cuarzo en lítico volcánico, composición intermedia
	Qzp	Cuarzo policristalino
	Qzmet	Cuarzo policristalino de origen metamórfico
Fsp	Fsp	Cristal individual de Feldespato
	Fspl	Feldespato en roca plutónica
	Fsplva	Feldespato en lítico volcánico, composición ácida

	Fsplvi	Feldespatos en lítico volcánico, composición intermedia
Pl	Pl	Cristal individual de Plagioclasa
	Ppl	Plagioclasa en roca plutónica
	Plvf	Plagioclasa en lítico volcánico felsítico
	Plvk	Plagioclasa en lítico volcánico lathwork
	Plvm	Plagioclasa en lítico volcánico microlítico
	Plvv	Plagioclasa en lítico volcánico vítreo
	Plvvp	Plagioclasa en lítico volcánico vítreo palagonizado
Min	Opx	Cristal individual de Ortopiroxeno
	Cpx	Cristal individual de Clinopiroxeno
	Amp	Cristal individual de Anfíbol
	Bt	Biotita
	Ms	Muscovita
	Chl	Clorita
	Ep	Epidota
	Opx-pl	Ortopiroxeno en lítico plutónico
	Cpx-pl	Clinopiroxeno en lítico plutónico
	Amp-pl	Anfíbol en lítico plutónico
	Bt-pl	Biotita en lítico plutónico
	Ms-pl	Muscovita en lítico plutónico
	Opx-Lv	Ortopiroxeno en lítico volcánico
	Cpx-lv	Clinopiroxeno en lítico volcánico
	Amp-lv	Anfíbol en lítico volcánico
Bt-Lv	Biotita en lítico volcánico	
L	Lvf	Lítico volcánico felsítico
	Lvl	Lítico volcánico lathwork
	Lvm	Lítico volcánico microlítico
	Lvv	Lítico volcánico vítreo
	Lvvp	Lítico vítreo palagonizado
	Lpl	Lítico plutónico
	Ls	Lítico sedimentario
	Car	Clasto argilitizado
	Ch	Pedernal
	Sin	Silicificado indiferenciado
	IC	Ic
Bio		Bioclasto
Oo		Ooclasto
Pel		Pelclasto
Fb		Foraminíferos bentónicos
Fp		Foraminíferos planctónicos
EC	Cz	Extraclasto de roca caliza

	Do	Extraclasto de dolomía
NCI	Glt	Glauconita
	Opq	Óxidos
HM	Zrn	Zircón
	Tur	Turmalina
	Ap	Apatito
	Rt	Rutilo
M	M/C	Matriz/Cementante
Radiolario	Rad	Radiolarios
Categorías		Descripción
Qt		Qz+Qpl+Qlva+Qlvi+Qzp+Qzmet
Qm		Qz+Qpl+Qlva+Qlvi
Qp		Qzp+Qzmet
F		Fsp+Pl
L+C		L+IC+EC+Rad
Lv+Lp		Lvf+Lvl+Lvm+Lvv+Lvvp+Lpl
Lv		Lvf+Lvl+Lvm+Lvv+Lvvp
Lst		Ls+Car+Ch+Sin+IC+EC+Rad
Lm		Qzmet
ENC		Q+F+L+Min+Rad

3.4. Propiedades magnéticas

Cuando se realizan estudios de procedencia en rocas sedimentarias con base en la petrografía, una parte de la información que se queda velada son los minerales opacos. La mayor cantidad de veces, éstos son óxidos de hierro, y en su gran mayoría estos óxidos son minerales con características ferromagnéticas bien definidas, como por ejemplo la magnetita (Mag), la hematita (Hem), entre otros (Dunlop & Özdemir, 2015).

Por lo tanto, con la finalidad de conocer la mineralogía magnética de las areniscas seleccionadas de la CAS, se realizaron estudios de propiedades magnéticas en el Laboratorio de Paleomagnetismo del Instituto de Geofísica, UNAM. Los estudios se realizaron en función de la temperatura y de un campo magnético aplicado. Los resultados obtenidos nos permitieron identificar y caracterizar la mineralogía magnética en cada uno de los 18 sitios seleccionados para este trabajo; lo que, a su vez, permitió reconocer las variaciones de minerales magnéticos a lo largo de la CAS. A continuación, se describe el procedimiento en cada uno de los análisis de laboratorio para reconocer las propiedades magnéticas de las areniscas.

3.4.1. Susceptibilidad magnética inicial

A razón de reconocer la presencia y proporción de minerales ferromagnéticos dentro de las areniscas de la CAS, se midieron entre 7 y 18 especímenes paleomagnéticos por cada sitio de estudio en un susceptibilímetro magnético Bartington MS2 a baja frecuencia, permitiendo conocer la susceptibilidad de cada muestra con respecto a su volumen (k ; Tabla 4.2). Además, cada espécimen se midió y pesó a fin de conocer la susceptibilidad con respecto a su masa (χ).

3.4.2. Susceptibilidad magnética vs. alta y baja temperatura

La temperatura de Curie-Néel, es el rango de temperatura en el cuál la energía térmica es mayor a la energía magnética de los minerales. En este punto, el mineral puede perder/adquirir su magnetización remanente. El valor de temperatura Curie-Néel a la cual ocurre este proceso, es característica única en cada mineral (Dunlop & Özdemir, 2015). Adicionalmente, el comportamiento de los minerales (ferromagnéticos principalmente), al estar sujetos a bajas temperaturas, cercanas al cero absoluto (~ 30 K), presentan comportamientos característicos, también llamados transiciones (p. ej. Verwey, Morin, etc.; Muxworthy & McClelland, 2000). Con la finalidad de lograr el reconocimiento de la mineralogía magnética presente dentro de los especímenes de roca de la CAS, se determinó la susceptibilidad en función de la temperatura, baja y alta (k vs. Temperatura).

Para este análisis fue necesaria la molienda de fragmentos derivados de núcleos. Por sitio se seleccionó una muestra de 60 a 70 mg, que posteriormente se midió en el instrumento Kappabridge MKF-FA a una baja frecuencia, trabajando a 300 A/m y 875 Hz. En primer lugar, las muestras fueron medidas en un rango de temperatura entre -192 a 0 °C, y posteriormente calentadas de 20 a 700 °C, con una tasa de enfriamiento y calentamiento de 12.5 y 10 °C/min, respectivamente.

3.4.3. Ciclos de histéresis

Uno de los análisis que nos permite cuantificar la proporción de magnetita (Mag), los tamaños de dominio magnético (relacionado con el tamaño de los minerales magnéticos), y la relación de minerales magnéticos, presente en cada sitio de la CAS, es la medición de los ciclos histéresis. Los ciclos de histéresis representan el resultado del comportamiento de la

magnetización (M) de un material (i.e. fragmento de roca) al ser aplicado un campo magnético (H), en dos direcciones opuestas y paralelas. Así, cuando H reduce a M a cero en el material, dentro de un ciclo de campos H aplicados opuestos, este punto de observación representará la coercitividad, y con ello se reconocerá la relación entre dominios magnéticos de la Mag y Hem en las rocas (p. ej. Dunlop, 2002; Özdemir & Dunlop, 2014). Por otro lado, conociendo el valor de la magnetización de saturación de la Mag (alrededor de 92 A/m), es posible cuantificar el porcentaje de minerales de Mag presentes en la roca, a partir de la relación máxima de M (Jackson & Solheid, 2010).

Para el estudio de los ciclos de histéresis se seleccionó un fragmento representativo de cada sitio con un peso de entre 20 y 35 mg, para ser medido en el equipo AGFM Micromag Princeton. A las muestras se les aplicó un campo máximo de 1.4 T obteniendo ciclos de histéresis, curvas de magnetización remanente isothermal (IRM), y *backfield*, que permitieron calcular los parámetros de histéresis: Magnetización de Saturación (M_S), Magnetización Remanente de Saturación (M_{RS}), Coercitividad (H_C) y Coercitividad Remanente (H_{CR}) (ver: Butler, 1992; entre otros libros de paleomagnetismo y magnetismo de rocas).

3.5. Análisis de procedencia: petrografía y propiedades magnéticas.

Con el propósito de potenciar el reconocimiento de la procedencia en las areniscas de la CAS, se empleó un análisis conjunto tanto del conteo de puntos petrográfico, como de las propiedades magnéticas de las rocas. Esta metodología ha sido empleada en otros estudios, logrando identificar cambios sustanciales de las rocas fuentes, registrados tanto en la petrografía como en las propiedades magnéticas (p. ej. Panaiotu *et al.*, 2007).

Los minerales traslúcidos se identifican y cuantifican en láminas delgadas, como se observa en secciones anteriores, en cambio, los minerales opacos son identificados de manera indirecta con base en estudios de propiedades magnéticas. Estos últimos, se pueden analizar de manera cuantitativa, por ejemplo, el porcentaje de Mag o la susceptibilidad magnética; y de manera cualitativa como la caracterización de minerales con base en sus puntos de Curie/Neél o las transiciones a baja temperatura, en las curvas de k vs. Temperatura.

La comparación composicional entre ambos estudios permitió reconocer con mayor precisión, cambios en las rocas fuentes de los sedimentos depositados en la CAS, que a su vez son interpretados como la consecuencia de los cambios tectónicos en la región.

4. Resultados

4.1. Columna estratigráfica esquemática

A partir de los datos estructurales tomados en campo y la cartografía previa del Istmo de Rivas (Fig. 2.2), se elaboró una columna estratigráfica esquemática, como se muestra en la figura 3.1. Asimismo, como parte de la construcción de esta columna, se obtuvo la posición estratigráfica de cada sitio (Fig. 4.15). No obstante, una de las particularidades que se presentó al momento de construir la columna fue el considerar que el espesor es aproximado, debido a que existe una gran variación (entre 5 a 16 km. de espesor), tanto en la región norte como en la parte sur de la CAS (Andjić *et al.*, 2018b); sin dejar de mencionar que dicha cuenca presenta deformación que altera el espesor real, como fallas normales e incluso fallas inversas (Weinberg, 1992), también reportadas brevemente en este trabajo. La base bibliográfica para la construcción de la columna estratigráfica esquemática de la CAS fue el trabajo de Struss (2007; in Lang *et al.*, 2017), tomando descripciones y comparación de los espesores de Ranero *et al.* (2000) y Andjić *et al.*, (2018a), de manera más específica.

4.2. Muestreo en campo

A continuación, se describen las observaciones realizadas en campo de las tres formaciones geológicas objetivo de este trabajo, desde la más antigua hasta la más joven.

Formación Rivas

La Fm. Rivas se caracteriza por ser una sucesión de areniscas volcanosedimentarias, intercaladas con limolitas, lutitas y conglomerados. Aunque se reportan capas de carbonatos dentro de la formación, durante las campañas de trabajo de campo no se reconocieron dichas “capas de carbonatos”; sin embargo, se pudo observar que algunos estratos tenían de baja a media reacción ante el ácido clorhídrico (HCl). La exposición continua de la sucesión suele ser pobre, siendo un espesor máximo de 15 m lo encontrado, como se muestra en la figura 4.1a, donde se observa una sección continua de los estratos que conformaban la Fm. Rivas. El ancho de este afloramiento alcanza los 30 m (Fig. 4.1a).

A lo largo de la Fm. Rivas, la granulometría de las areniscas oscilaba entre grano fino a grueso. Los clastos reconocidos dentro de éstas son: líticos de coloración oscura,

feldespatos y cuarzos. Por otro lado, las areniscas muestreadas en este trabajo son de color gris a verde claro y algunas exposiciones presentan colores de meteorización marrón. La selección de las areniscas es moderada (Fig. 4.1c).

Asimismo, en campo se pudieron observar estructuras sedimentarias primarias y secundarias, entre las que destacan: laminación plano-paralela y convoluta, brechas de limolitas (intraclastos, Fig. 4.1b), que evidencian el paso de una corriente de turbidez y/o flujos de detritos por el rompimiento del sustrato; las estructuras de carga y flama, indicadores de escape de fluidos como resultado del hundimiento diferencial de una capa sobre otra, generalmente la arena se hunde en la arcilla (Fig. 4.1f), además de deslizamiento entre los estratos. Algunas otras estructuras reconocidas en campo, pero no de especial interés para este estudio, son: bioturbación e intemperismo esferoidal.

Cabe destacar que hacia la base de la Fm. Rivas, al SE del poblado de Rivas, se presenta un conglomerado polimítico matriz soportado con clastos centimétricos (5–25 cm) de andesitas, dacitas y areniscas de grano fino. La matriz es una arenisca de grano medio de color gris a gris oscuro. Por otra parte, la cima de la formación y el contacto con la Fm. Brito, no fue posible visualizarlo/localizarlo en campo; sin embargo, se reconoció un estrato conglomerático polimítico de 1.5 m espesor con clastos centimétricos (1-5 cm.) de rocas volcánicas máficas y areniscas volcanosedimentarias (ricas en feldespatos, líticos volcánicos y ferromagnesianos), intercalado entre areniscas y limolitas, esto, cercano a la zona donde comienza la exposición de los estratos de la Fm. Brito.

Formación Brito

En la Fm. Brito se identificaron areniscas calcáreas, intercaladas con limolitas y estratos de calizas (Fig. 4.1d-e). El color de las rocas es principalmente gris y marrón claro, pero suele variar en algunas zonas a verde claro. Los colores de intemperismo varían en tonalidades de rojo y ocre. Los afloramientos con mayor sucesión de la Fm. Brito expuesta oscilan entre 15–75 m de espesor, el espesor mayor siempre encontrado en las costas del Pacífico (Fig. 4.1d-e).

Las areniscas presentan fragmentos líticos de color negro, feldespatos y cuarzo. Un contrastante con la Fm. Rivas, es que en esta formación se encontraron restos fósiles,

generalmente bioclásticos. Hacia la cima de la formación los líticos aumentan en cantidad, mientras que, en la parte media y basal, las rocas tienden a ser más calcáreas. Las estructuras sedimentarias encontradas en las rocas de la Fm. Brito son comúnmente: estratificación plano-paralela, laminación convoluta, paleocanales deformados (complejos de canales de levee; Lang *et al.*, 2017), estructuras de carga y flama (Fig. 4.1f), slumps, así como fallas y pliegues post-deposicionales. El contacto con la suprayacente Fm. Masachapa es ligeramente discordante, encontrándose sobre el río El Carmen, al NW del Istmo de Rivas. La base de la Fm. Masachapa está pobremente definida.

Formación Masachapa

La última formación analizada en este estudio presenta una intercalación de rocas clásticas como son las areniscas volcanosedimentarias con lutitas y limos (Fig. 4.1g). El tamaño de grano de las areniscas suele ser fino y varía en ocasiones a medio y grueso, bien seleccionadas. Por lo general, el color de las rocas es gris verdoso y su color de intemperismo va de ocre a gris oscuro. La exposición de los afloramientos suele encontrarse sobre los arroyos, no pasando de 30 m de espesor.

Algunas de las estructuras sedimentarias observadas son: laminación plano-paralela interrumpida por flujos de detritos que aumentan transicionalmente a granulometría de gravas hacia la cima, donde comienza la base de la Fm. El Fraile (Fig. 4.1h).

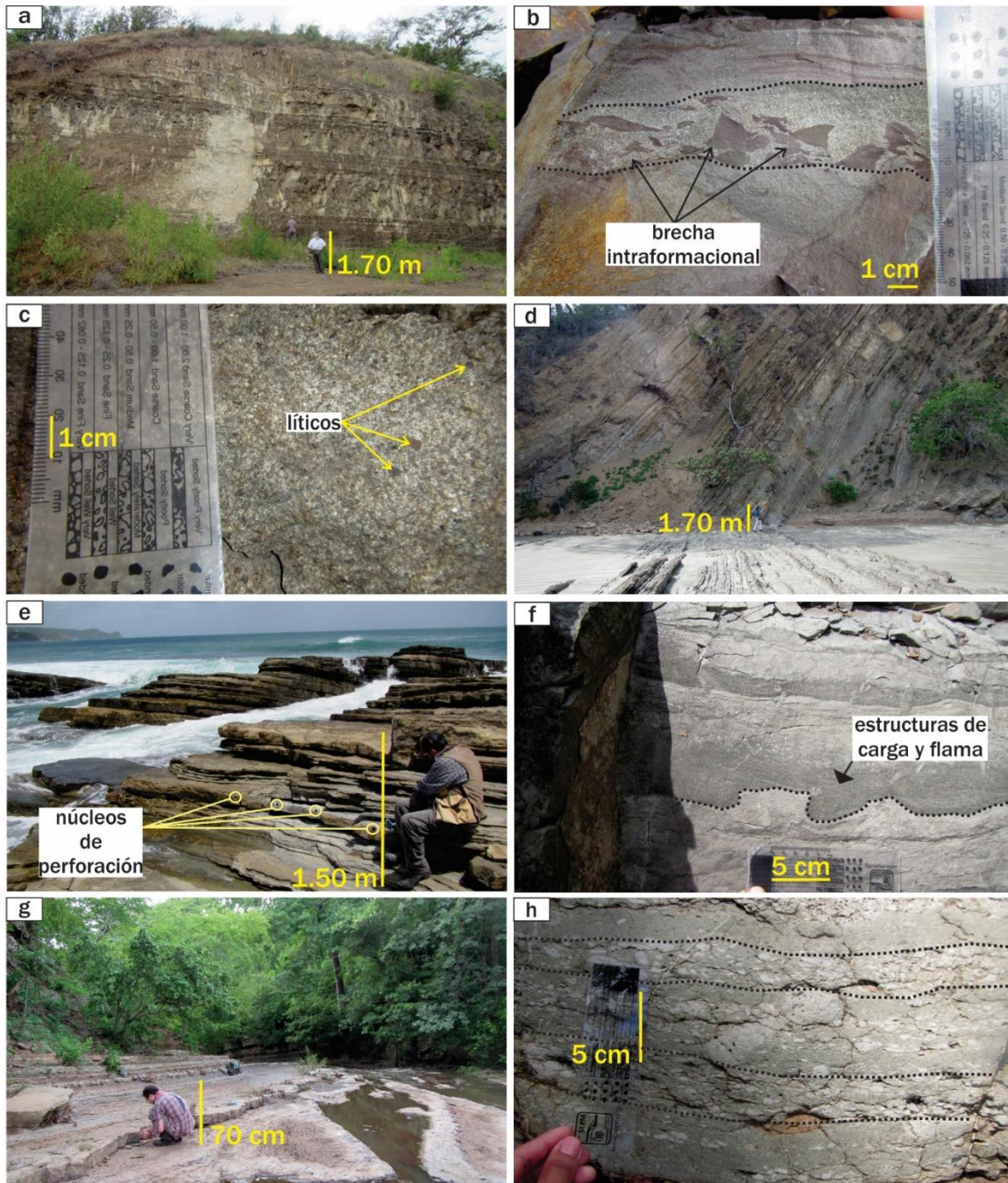


Figura 4.1. Fotografías del trabajo realizado en campo. a) Intercalación de areniscas, limolitas y lutitas de la Fm. Rivas (sitio SA-13). b) Brecha intraformacional de sedimento suave dentro de un estrato de areniscas (sitio SA-13). c) Textura típica de las areniscas de la Fm. Rivas (sitio SA-34). d) Buena exposición de estratos de areniscas calcáreas y calizas de la Fm. Brito en las costas del Pacífico (sitio SA-46). e) Perforación de núcleos en areniscas calcáreas en la costa del Pacífico (sitio SA-56). f) Estructuras sedimentarias de carga y flama, así

como de laminación (sitio SA-24). g) Intercalación de areniscas y limolitas expuestas sobre el arroyo (sitio SA-65). h) Capas de conglomerados intraformacionales dentro de un estrato de arenisca (sitio SA-64).

4.3. Petrografía de areniscas

Con la finalidad de brindar simplicidad, se comenzará introduciendo una base que describa de manera precisa la composición de las rocas sin dejar de lado las clasificaciones típicas del pasado, que incluyen los nombres históricos como “grauvaca” o “arcosa”, que aún están inexplicablemente en la enseñanza geológica y la literatura (Garzanti, 2016). Considerando lo anterior, a continuación, se realiza una descripción detallada de las láminas delgadas analizadas, respetando su posición estratigráfica asociada a este trabajo, desde las más antiguas a las más jóvenes, y resaltando los cambios notorios dentro de cada formación.

Formación Rivas (Maastrichtiano–Thanetiano: Cretácico Superior–Paleoceno Superior)

El análisis de la Fm. Rivas incluye ocho láminas delgadas. En ellas, el tamaño de grano varía entre fino a medio (0.125-0.5 mm), con intercalaciones de granos gruesos (hasta 1mm.). La forma de los granos es sub-angulosa en la base y tiende a redondearse en la cima. Los contactos entre los clastos son: longitudinales y puntuales. Las rocas de la formación son clásticas. La clasificación temprana de las rocas derivó en una subdivisión interna de las láminas. Desde la base hacia la cima, se reconocen las primeras cinco láminas como areniscas volcaniclásticas¹ de composición feldespática con poco contenido calcáreo. Las areniscas promedian un tamaño de grano de arena media y presentan una reacción leve a moderada en presencia de HCl. Por otro lado, las siguientes tres láminas delgadas hacia la cima de la Fm. Rivas, registran mayor variabilidad de tamaño de grano. Estratigráficamente, la primera tiene granulometría fina, en medio, el tamaño disminuye a muy fino y la tercera, que se encuentra en la cima o zona de transición, aumenta hasta tamaño de grano medio (0.2–0.6 mm). A su vez, el porcentaje de matriz y/o cementante aumenta en esta sección (Fig. 4.4). Las rocas reaccionan en mayor medida en presencia de HCl. Las areniscas de este segmento de la cuenca se clasificaron como areniscas volcaniclásticas, con contenido calcáreo.

¹ El término “volcaniclástico” hace alusión a la composición, principalmente volcánica, de las areniscas (por su transporte y depósito), que de otra forma se clasificarían como tobas (cfr. Critelli *et al.*, 2002).

El análisis cuantitativo de roca total de la Fm. Rivas, arrojó una tendencia general a presentar mayor cantidad de líticas volcánicas (Lv), seguido de Qt y F (52%, 24% y 25% respectivamente (Fig. 4.3c; ver abreviaciones en la Tabla 3.2; Tabla-A1 anexos). Dentro de los líticas más abundantes se presentan los volcánicos (Fig. 4.5a). El análisis textural de estos líticas permitió reconocer abundancia de los líticas tipo *lathwork*, félsicos y microlíticas (Fig. 4.2a, c, d y e), en orden de abundancia (Fig. 4.5b). Los monominerales que abundan son: Qz, Pl y Fsp (37%, 35% y 28% respectivamente (Fig. 4.5d; Tabla A-2). Particularidades como el zoneamiento de Pl son notorias a lo largo de la Fm. (Fig. 4.2h). Otros componentes máficos variables, asociados a las rocas ígneas, son los Px y Amp e incluso Chl y Ep como minerales típicos de metamorfismo de bajo grado (Fig. 4.2e, f, i; Fig. 4.6a, b).

Por otra parte, el contenido calcáreo es un componente que también fue considerado dentro del análisis de la roca total. Zuffa (1985), recalca la necesaria inclusión de estos componentes para una acertada clasificación de la roca, sin embargo, al considerar una clasificación de segundo orden (p. ej. “apellidar” a la roca), utiliza nombres obsoletos, los cuales se han omitido en este trabajo. Dicho lo anterior, la Fm. Rivas tuvo un aporte principalmente detrítico, no calcáreo (ENC; Fig. 4.10a, b), a excepción de la presencia de algunos foraminíferos planctónicos en la base de la Fm., (IC; Fig. 4.2j). Además, se identificaron algunos foraminíferos bentónicos rotos, es decir, fósiles retrabajados, interpretados como componentes calcáreos externos a la cuenca (i.e. EC: extraclastos calcáreos; Fig. 4.10c; Fig. 4.2k).

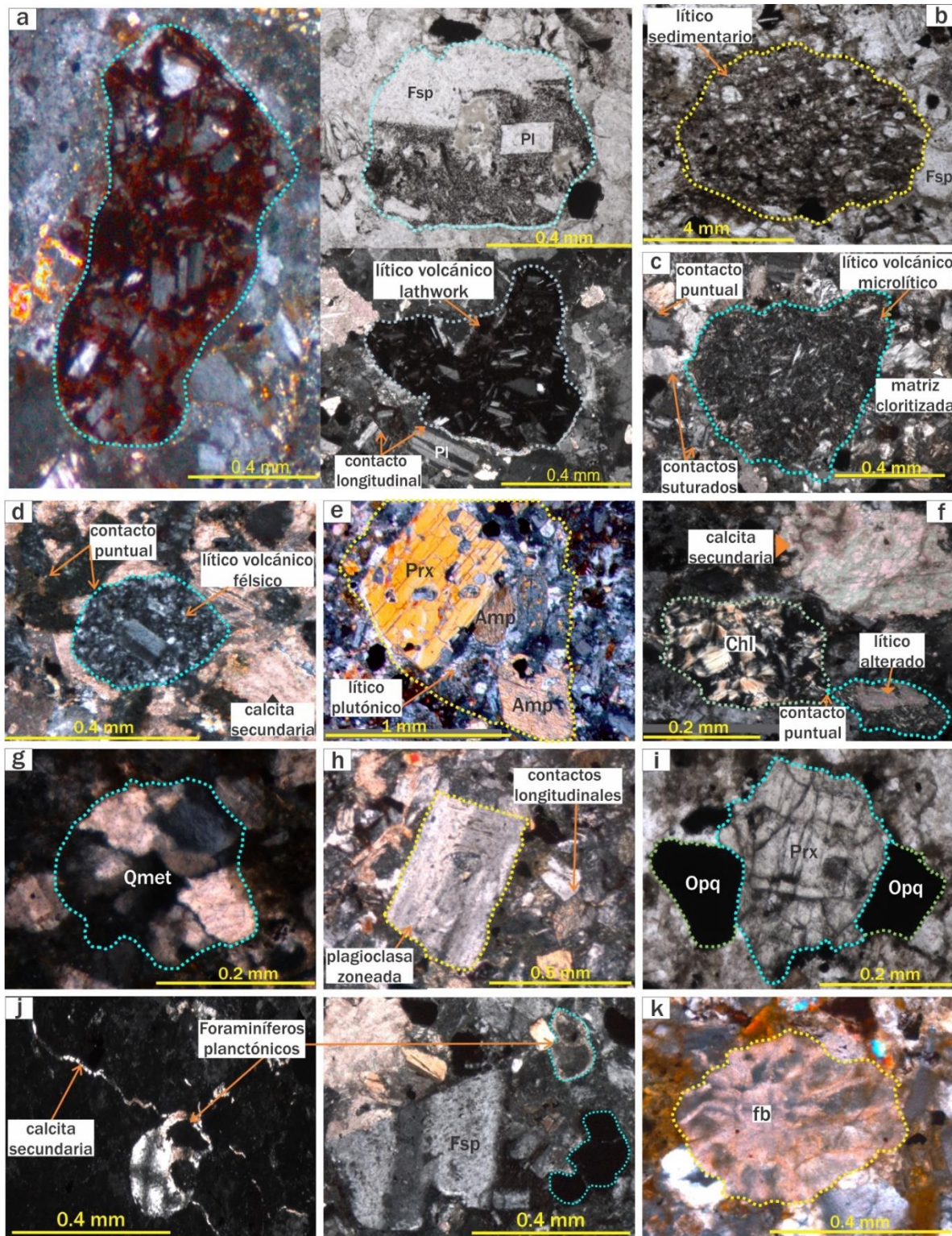


Figura 4.2. Microfotografías más representativas de componentes líticos y minerales de la Fm. Rivas. a) Líticos volcánicos con textura *lathwork*, donde se observan cristales de Pl y Fsp dentro de una matriz vítrea (sitio SA-33; lámina 15SA108C-sitio SA-13; lámina 15SA019A). b) Lítico sedimentario, donde se observan cristales de

Qz y Pl dentro de una matriz arcillosa (sitio SA-32; lámina 15SA103A). c) Lítico volcánico microlítico con fenocristales menores a 0.065 mm (sitio SA-33; lámina 15SA108C). d) Lítico volcánico félsico donde se observa fenocristales de Pl en una matriz feldespato-cuarzosa (sitio SA-60; lámina 15SA276B). e) Lítico plutónico con fenocristales de Prx y Amp (sitio SA-32; lámina 15SA103A). f) Mineral de Chl (lámina 15SA108C). g) Qz policristalino asociado a metamorfismo (sitio SA-32; lámina 15SA103A). h) Fenocristal de Pl con zoneamiento (sitio SA-38; lámina 15SA142B). i) Mineral de epidota rodeado de minerales opacos con luz paralela (lámina 15SA103A). j) Microfósiles de foraminíferos planctónicos junto a mineral de Fsp (sitio SA-13; lámina 15SA019A-sitio SA-38; lámina 15SA142B). k) Microfósil de foraminífero bentónico con bordes fragmentados (sitio SA-33; lámina 15SA108C).

Estos porcentajes permiten clasificar la Fm. Rivas como una intercalación de areniscas lítico-cuarzosas con capas de areniscas lítico-feldespáticas, siguiendo el criterio descriptivo de Garzanti (2016; Fig. 4.3b). Es importante considerar que esta clasificación excluye los fragmentos calcáreos y el pedernal del análisis, por lo cual, de acuerdo con Folk, (1974), la Fm. Rivas estaría conformada por litarenitas feldespáticas (Fig. 4.3a).

Por último, la Fm. Rivas registra una transición gradual hacia la cima conforme se aproxima a la Fm. Brito. Esto es posible de ver tanto en las propiedades magnéticas como en las láminas delgadas (Fig. 4.15). Las láminas correspondientes a la parte superior de la formación son parecidas a la base de la Fm. Brito, donde se detecta un cambio en el ambiente de depósito. A esta zona se le ha nombrado “zona de transición”.

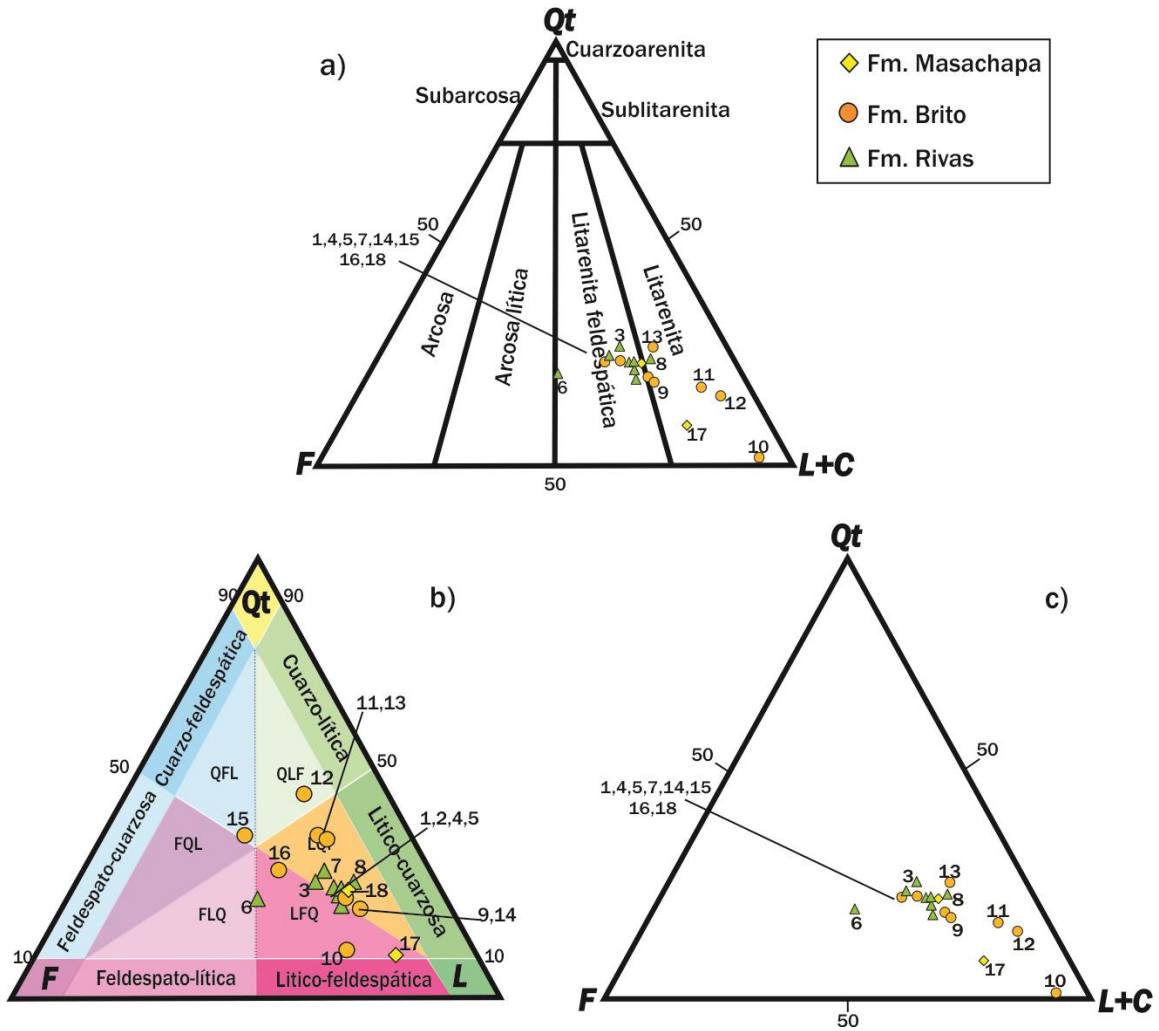


Figura 4.3. Diagramas ternarios QFL de clasificación de areniscas. a) Diagrama ternario de Folk (1974). b) Diagrama ternario de clasificación según Garzanti (2016). c) Diagrama ternario que muestra la composición total de la roca en función de QFL, dónde Qt=cuarzo total (monocristalino+policristalino), F=feldespatos, L=líticos, L+C=líticos, fragmentos de rocas carbonatadas y pedernal.

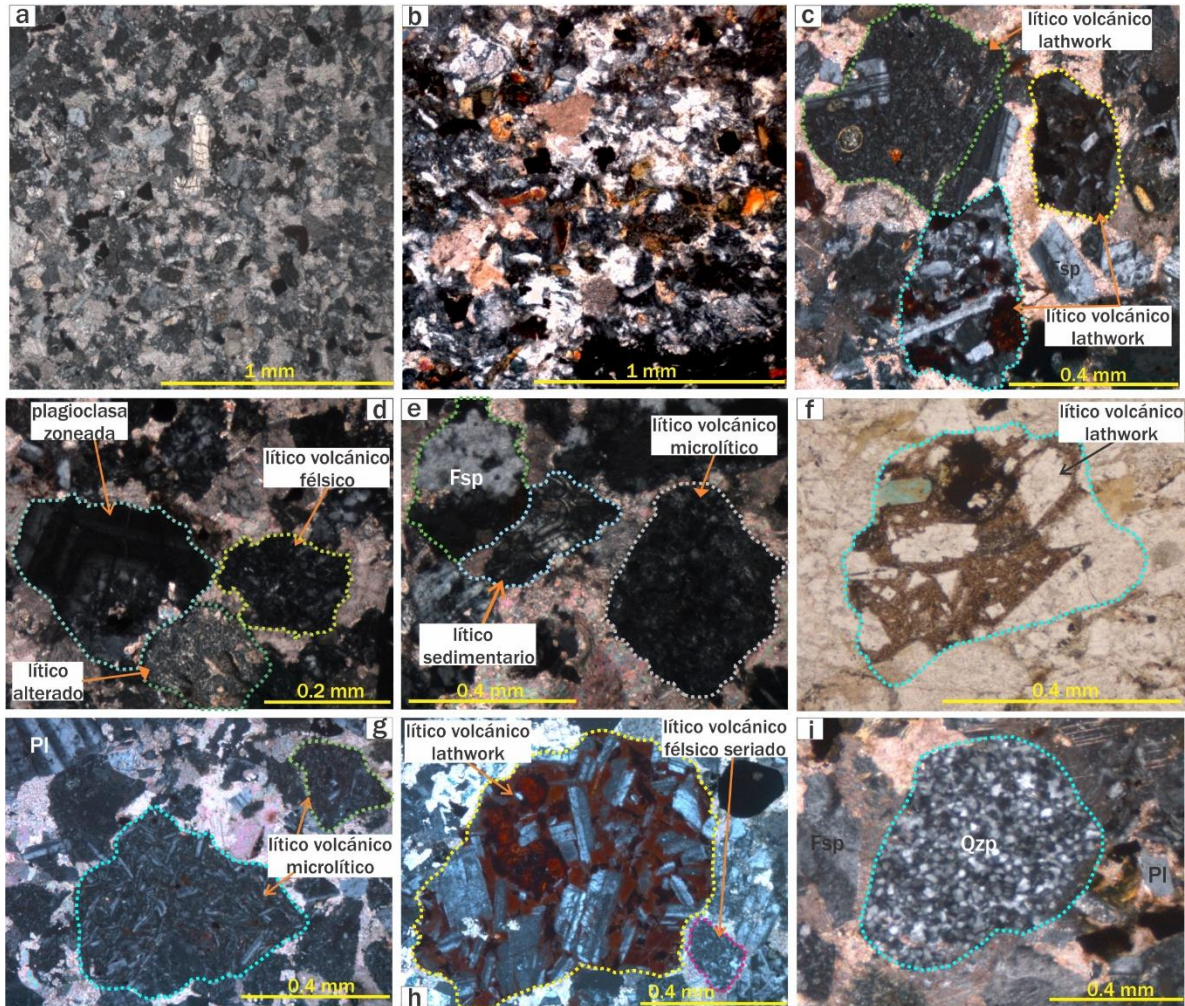


Figura 4.4. Microfotografías de la zona de transición entre la Fm. Rivas y la Fm. Brito. a) y b) Textura general de las rocas asociadas a este intervalo de rocas en la cuenca. Areniscas con moderada selección, con componentes monominerales y fragmentos líticos con cementante de calcita textura poikilotópica (a: sitio SA-60; lámina 15SA276B), y cementante silicificado (b: sitio SA-58; 15SA267A). c) Líticos volcánicos con textura *lathwork*, y fenocristales de Fsp; se observa calcita secundaria reemplazando la matriz (sitio SA-58; lámina 15SA083A). d) Fenocristal de Pl con textura de zoneamiento en contacto con lítico volcánico félsico (sitio SA-60; lámina 15SA276B). e) Lítico de clorita, en contacto con un mineral de Fsp (sitio SA-60; lámina 15SA276B). f) Lítico volcánico *lathwork* con fenocristales de Pl y Amp en una matriz vítrea alterada a (sitio SA-58; lámina 15SA083A). g) Líticos volcánicos microlíticos con fenocristales menores a 0.065 mm de Pl y algunos monominerales de Pl (sitio SA-58; lámina 15SA083A). h) Lítico volcánico *lathwork* con fenocristales de Pl en una matriz vítrea oxidada (sitio SA-58; lámina 15SA083A). i) Cuarzo policristalino (sitio SA-58; lámina 15SA083A).

Zona de transición

En la zona transicional de la Fm. Rivas a la Fm. Brito se reconoció un conglomerado polimíctico con clastos centimétricos de andesitas y areniscas de grano fino a medio, no caracterizado a detalle porque el objeto de estudio petrográfico-paleomagnético se centraba en las areniscas. En esta zona, se identificaron 3 sitios de muestreo: dos pertenecen a la cima de la Fm. Rivas (Fig. 4.4a-f) y una a la base de la Fm. Brito (Fig. 4.4g-i). Las rocas aquí se encuentran bien preservadas.

Los elementos que componen las muestras de esta zona son en su gran mayoría de origen detrítico. El material intersticial está conformado por cemento de calcita, con excepción de la muestra superior en la Fm. Rivas, la cual, es silíceo y no reacciona al HCl; no obstante, presenta sustitución de calcita en algunos granos minerales (Fig. 4.4b). Las rocas tienen granulometría media de arenas y los clastos varían entre redondeados y sub-redondeados.

La composición de los clastos es principalmente de líticos volcánicos, seguida de Qt y F (56%, 25% y 19% respectivamente; Fig. 4.4c-h). La variabilidad de componentes minerales disminuye en esta zona conforme se da la transición entre ambas formaciones (Qm 38%, Pl 36% y Fsp 27%; Fig. 4.5d; Tabla A-2). Los componentes calcáreos son casi nulos. Las rocas correspondientes a esta sección de la cuenca se clasificaron como litarenitas feldespáticas según Folk (1974), y como areniscas lítico-feldespatocuarzosas siguiendo el criterio de Garzanti (2016).

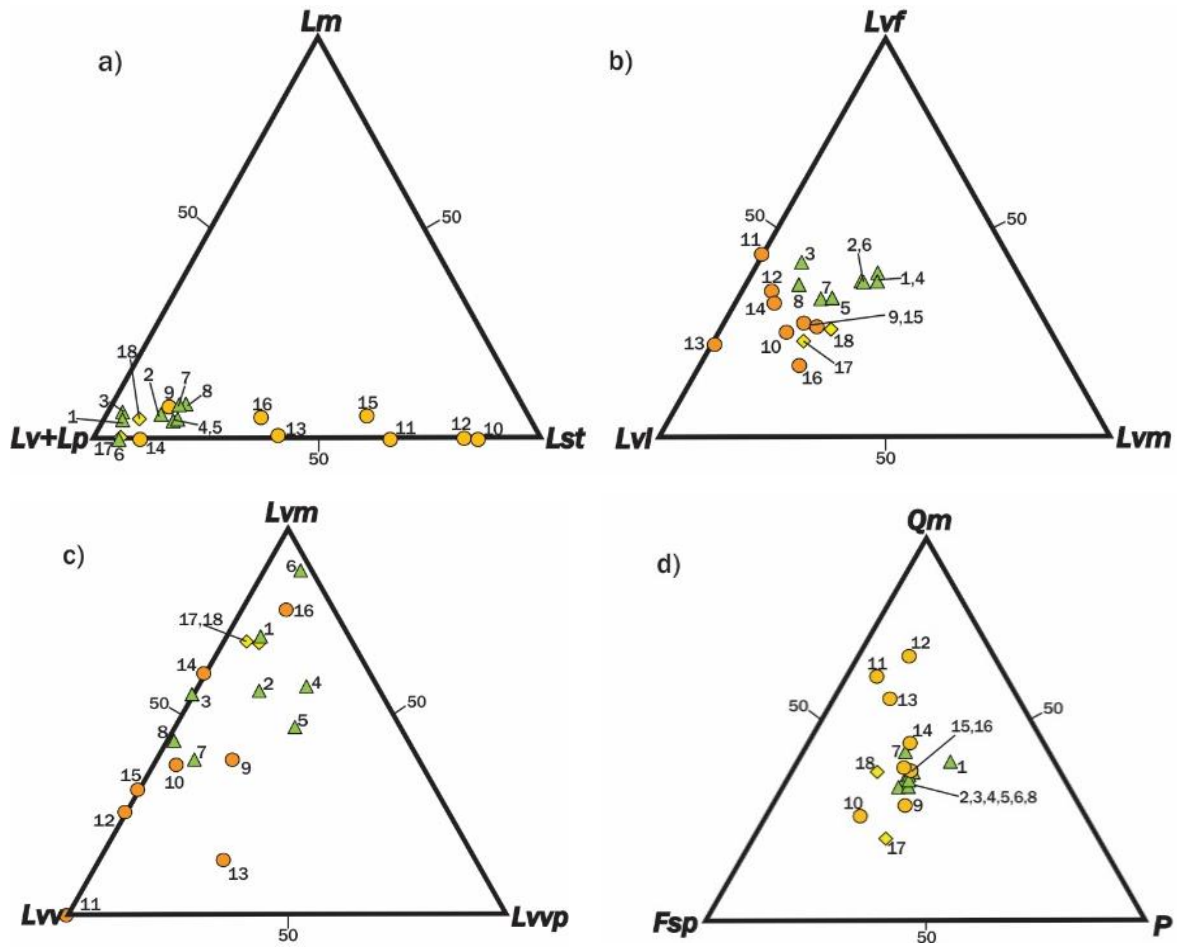


Figura 4.5. Diagramas ternarios útiles en la determinación de la procedencia de areniscas, permiten identificar el contenido de líticos y minerales más abundantes en las rocas. a), b) y d) de Marsaglia & Ingersoll (1992), dónde Lm = líticos metamórficos, Lv = líticos volcánicos, Lp = líticos plutónicos, Lvf = líticos volcánicos félsicos, Lvl = líticos volcánicos *lathwork*, Lvm = líticos volcánicos microlíticos, Lvv = líticos volcánicos vítreos, Lvvp = líticos volcánicos palagonitizados, Qm=Cuarzo monocristalino, Fsp = feldespático potásico, P = Plagioclasa.

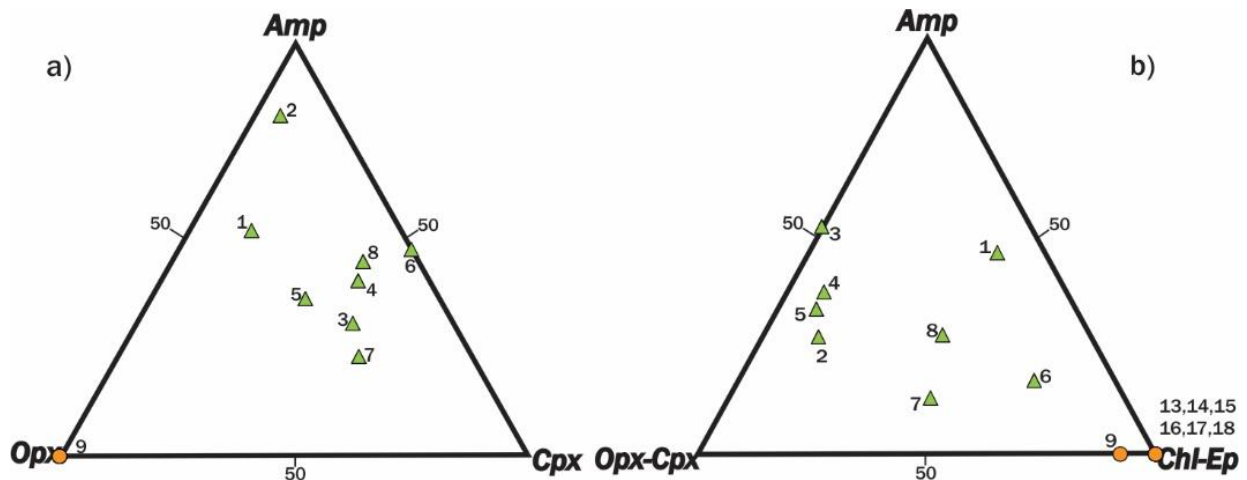


Figura 4.6. Diagramas ternarios útiles en la identificación de minerales asociados a posibles roca fuentes máficas y ultramáficas. a) y b) de Garzanti *et al.* (2013), dónde Amp = anfíbol, Opx = ortopiroxeno, Cpx = clinopiroxeno, Chl = clorita y Ep = epidota.

Formación Brito (Ypresiano–Priaboniano: Eoceno Inferior–Eoceno Superior)

La Fm. Brito se conforma de principalmente de rocas carbonatadas, unas de origen biogénico y otras de origen clástico. La base es muy característica y diferente del resto de la sucesión. Ésta se conforma por un intervalo de calizas tipo grainstone de bioclastos. Sobreyacen calizas y calizas arcillosas tipo packstone de foraminíferos planctónicos, y hacia la cima, areniscas volcanosedimentarias con componentes y matriz calcárea.

Desde una perspectiva general, la Fm. Brito se describió como una sucesión de rocas carbonatadas (grainstone-packstone) intercaladas con areniscas volcanoclásticas-feldespáticas. Las calizas se clasificaron siguiendo con la clasificación de rocas carbonatadas de Embry & Klovan (1971), modificada a partir de Dunham (1962).

El análisis modal de la Fm. Brito desveló la composición de gran parte de la sucesión. De base a cima, la Fm. Brito se puede describir en dos secciones: la primera sección de la Fm. Brito está conformada por dos tipos de calizas que por su gran contenido fósil se clasificaron como se expone a continuación:

- 1) *Grainstone de bioclastos*: roca carbonatada en la base de la formación. Reacción alta al HCl. El tamaño general de los componentes de la muestra es de arena media (0.2 mm-0.65 mm), y el cemento está conformado por calcita (Fig. 4.7). Esta roca

está conformada por una gran cantidad de aloquímicos biogénicos (77%), seguidos por extraclastos no carbonatados (20%), y menos de 2% de intraclastos no carbonatados (Fig. 4.7a-c; Tabla-A1-Anexos).

Las especies fósiles reconocidas dentro de la muestra son principalmente de un ambiente somero de plataforma, entre los cuales destacan abundantes foraminíferos bentónicos, como son, los miliólidos e involute; algunos otros fragmentos de algas rojas y verdes, briozoarios, placas y espículas de equinodermos, radiolarios escasos, los cuales son fácilmente reconocibles, todos relacionados a un ambiente lagunar de plataforma interna, de acuerdo al modelo de facies estándar de Wilson (Wilson, 1975; Fig. 4.7c-f).

Particularmente en esta sección de la Fm. Brito se encontró un mineral de color verde, asociado al grupo de la glauconita (Glt) (Fig. 4.7d), comúnmente encontrado en las cámaras internas de los fósiles.

Por otro lado, los fragmentos no carbonatados, si bien no son abundantes, son muy fáciles de reconocer puesto que se encuentran completamente embebidos y flotantes dentro del cementante (Fig. 4.7b). En orden de abundancia aparecen los líticos, F y Qt en cantidades más o menos parecidas (92%, 6% y 2% respectivamente; Fig. 4.3c). Contrario a la Fm. Rivas, los líticos más abundantes en esta formación son los líticos sedimentarios y volcánicos en ese orden (Fig. 4.7a, b; Fig. 4.5a).

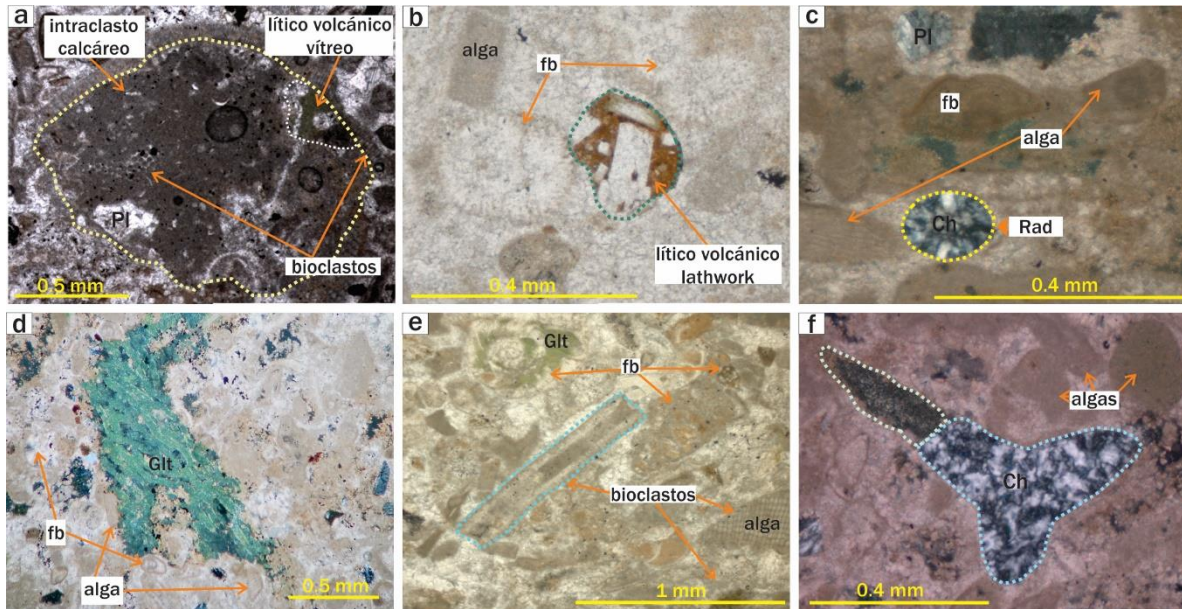


Figura 4.7. Microfotografías del grainstone de bioclastos (sitio SA-29; lámina 15SA095A). a) Intraclasto calcáreo con matriz micrítica, con bioclastos y líticos volcánicos. b) Lítico volcánico *lathwork* bien cementado, rodeado de fósiles de algas y foraminíferos bentónicos. c) Radiolario obturado por material silíceo (Ch=pedernal), junto a bioclastos de algas. d) Bioclastos de algas y foraminíferos bentónicos. Mineral de Glt en hábito fibroso dentro de un bioclasto. e) Crecimiento de Glt en la cámara de algunos foraminíferos bentónicos y fragmentos rotos de diferentes fósiles. f) Espícula de equinodermo fragmentada o rota.

- 2) *Packstone de foraminíferos planctónicos*: hacia la cima la Fm. Brito también presenta rocas carbonatadas, esta vez conformadas por abundantes foraminíferos planctónicos típicos de ambientes profundos asociados a una trasgresión marina.

Las rocas carbonatadas que se encuentran en esta sección de la formación son generalmente packstones, aunque comparte textura de arenisca calcáreas de tamaño muy fino a fino de arenas y la matriz está conformada por micrita (Fig. 4.8).

A diferencia de las calizas anteriores, estas rocas tienen mayor porcentaje de componentes no carbonatados; sin embargo, es clara la presencia de aloquímicos, así como de componentes calcáreos. El porcentaje de la roca por lo tanto es: extraclastos no carbonatados (60%), clastos carbonatados (40%) y por último intraclastos no carbonatados (<1%) (Fig. 4.10).

Los fragmentos no carbonatados están conformados por líticos, Qt y F (64%, 22% y 13% respectivamente); entre los cuales destacan los líticos volcánicos *lathwork* y félsicos (Fig. 4.3c y Fig. 4.5b; Tabla A-2).

Por otra parte, los componentes carbonatados son, en su mayoría, fósiles de foraminíferos planctónicos (Fig. 4.8). Estos se presentan en “oozes” de globigenínidos y rotalidos y están obturados por sílice (Fig. 4.8b, c). La preservación de estos fósiles es bastante buena, lo cual permite reconocer su cámara interna y externa conformada por calcita (Fig. 4.8b, c).

Un factor destacable de las rocas aquí expuestas es que presentan la mayor cantidad de radiolarios, los cuales aparecen con buena preservación de las testas perforadas (Fig. 4.8a, e, f).

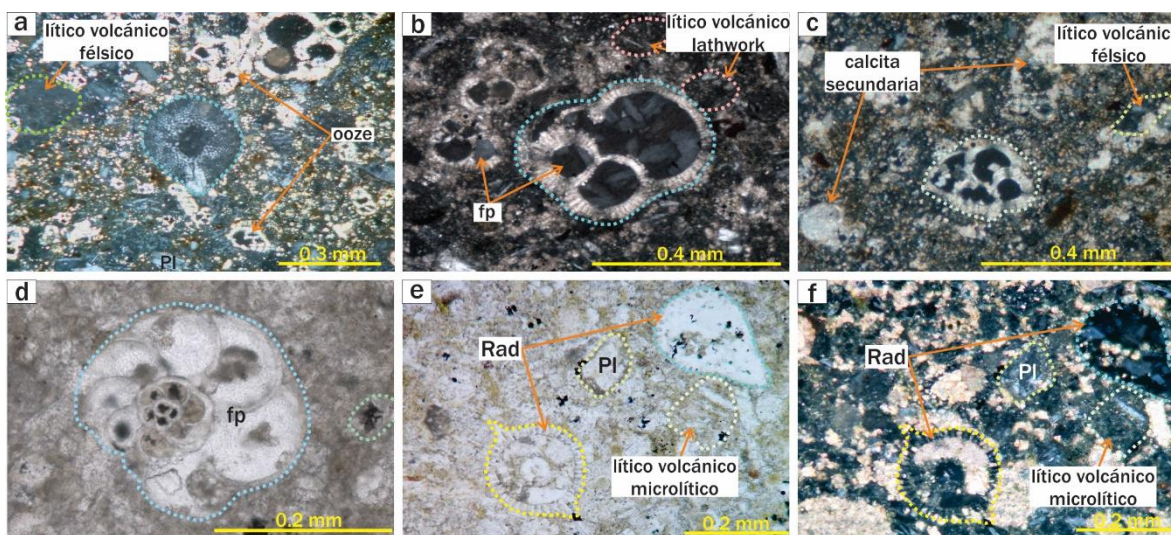


Figura 4.8. Microfotografías de packstone de foraminíferos planctónicos. a) Radiolario perfectamente conservado rodeado de oozes de foraminíferos plantónicos (sitio SA-24; lámina 15SA077B). b) Oozes de foraminíferos planctónicos obturados por material silíceo (sitio SA-46; lámina 15SA191D). c) Ooze de foraminíferos planctónicos embebidos en matriz micrítica (sitio SA-24; lámina 15SA077B). d) Foraminífero planctónico con sus cámaras rellenas de esparita y Glt (sitio SA-46; lámina 15SA191D). e) y f) Radiolarios en distintos ángulos de observación (cortes transversales y longitudinales), sustituidos por calcita secundaria; izquierda LP, derecha XPL (sitio SA-24; lámina 15SA077B).

- a) *Areniscas volcaniclásticas*: estas rocas sobreyacen a las rocas anteriormente descritas, es decir, se encuentran en la cima de la Fm. Brito.

La granulometría medida en estas areniscas es de tamaño fino a medio, desde la aparición de rocas clásticas hacia la cima de la formación. La forma de los granos oscila entre sub-anguloso y sub-redondeado. El contenido calcáreo de las areniscas es notorio gracias a la reacción con HCl. Éstas se encuentran conformadas por líticos que incluyen intraclastos calcáreos (IC) y extraclastos calcáreos (EC) en una matriz arcillo-arenosa y/o cemento de calcita (Fig. 4.10a, b, c). La composición modal en estas rocas es: líticos (54%), Qz y F (23%) (Fig. 4.3c; Tabla-A1 y Tabla A-2). Los líticos presentes son principalmente de origen volcánico, seguidos por líticos sedimentarios y algunos metamórficos (Fig. 4.5a). La textura de los líticos volcánicos es tipo *lathwork* y microlítica, seguida por líticos félsicos (Fig. 4.9c, d; Fig. 4.5b). Respecto a los mono-minerales presentes en las areniscas que conforman la Fm. Brito, se encuentra el Qm, Pl y Fsp con abundancia de 43%, 32% y 25% respectivamente (Fig. 4.5d). La matriz es fina de origen detrítico y en algunas secciones está cementada por calcita. (Fig. 4.9).

Los componentes calcáreos identificados, son fósiles retrabajados de foraminíferos bentónicos, bioclastos (en su mayoría algas) y peloides, que se incluyen en el conteo modal. Las cámaras de fósiles a pesar de estar rotas se mantienen bien preservadas (Fig. 4.9a, b).

En esta sección de la sucesión se hace hincapié en el hecho de que las rocas, a pesar de tener un contenido de carbonatos y cemento calcáreo, no pertenecen al grupo de calcarenitas, descrito por Pettijohn, Potter & Siever (1973), puesto que el porcentaje de clastos carbonatados es relativamente bajo y el de cementante bastante alto, sino que corresponden al grupo de *Areniscas calcarenosas*².

Con base en lo anterior, el análisis petrográfico nos permite clasificar la Fm. Brito como una intercalación de calizas grainstone con areniscas lítico-feldespatocuarzosas en la base y hacia la cima, calizas packstone intercaladas con areniscas lítico-cuarzosas-

² De acuerdo con Pettijohn *et al.*, (1973), una arenisca calcarenosa presenta porcentajes de 38% Qm, 5% Qp, 1% Ch y 26% de cemento principalmente calcáreo; además en lámina delgada se reconocen Qz y fragmentos epiclásticos entremezclados con detritos carbonatados de foraminíferos, conchas y esqueletos fósiles, intraclastos carbonatados y peloides.

feldespáticas (Fig. 4.3b; Garzanti, 2016). En cambio, de acuerdo con Folk, (1974), la base de la Fm. Brito son litarenitas, y hacia la cima son litarenitas feldespáticas.

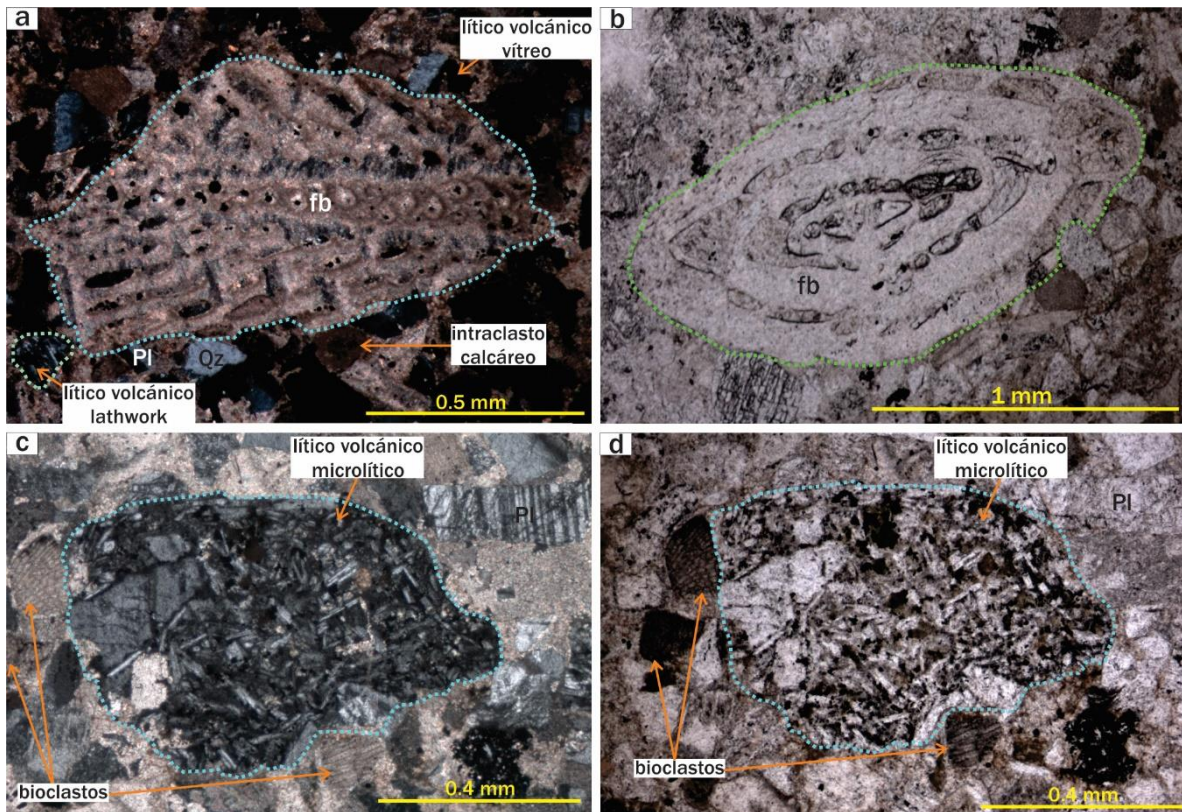


Figura 4.9. Microfotografías de areniscas volcánoclasticas de la Fm. Brito (sitio SA-63; lámina 15SA297D). a) Fragmento fósil de un foraminífero bentónico con bordes rotos. b) Fósil de foraminífero bentónico en luz paralela. c) y d) Lítico volcánico microlítico con fenocristales de Pl menores a 0.065 mm, rodeado de bioclastos y monominerales; en luz polarizada a la izquierda, luz paralela a la derecha.

El registro sedimentológico en la CAS, indica un evidente cambio del ambiente deposicional, que va desde una transición de areniscas volcanosedimentarias con componentes calcáreos, pasa por un ambiente somero de plataforma interna restringida evidenciada por grainstone de bioclastos, y registrando gracias al packstone de foraminíferos planctónicos y radiolarios, un ascenso marcado del nivel del mar, en contraste con la sucesión de turbiditas detríticas descrita por diversos autores (p. ej. Andjić *et al.*, 2018b). Hacia la cima de la Fm. Brito, el aporte de una fuente de composición volcánica, comienza a aumentar.

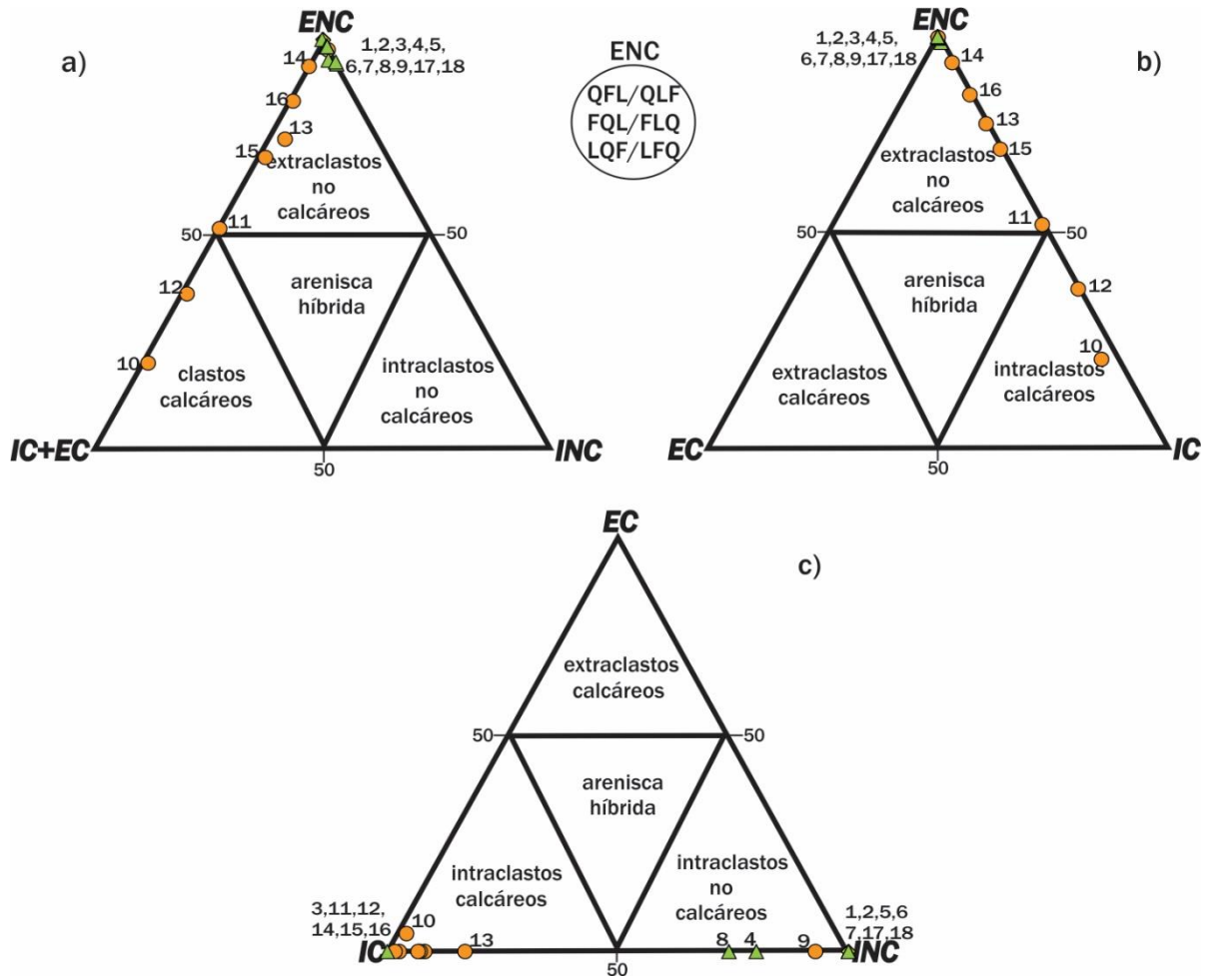


Figura 4.10. Diagramas ternarios modificados de Zuffa, (1985), para la clasificación de areniscas con base en el contenido de fragmentos calcáreos y no calcáreos, dónde ENC = extraclastos no calcáreos, INC = intraclastos no calcáreos, EC = extraclastos calcáreos e IC = intraclastos calcáreos.

Formación Masachapa (Rupeliano-Aquitano, Oligoceno Inferior-Mioceno Inferior)

Se analizaron dos sitios en rocas de la Fm. Masachapa. Un sitio ubicado en la base de la formación, y el otro, hacia la parte media-superior. La Fm. Masachapa se caracteriza por ser areniscas volcanosedimentarias, con tamaño de grano de fino a medio, con buena selección. Los clastos están redondeados o subredondeados. Los contactos entre éstos son de tipo longitudinales y donde la matriz/cemento abunda se observan algunos contactos puntuales y raramente granos flotantes.

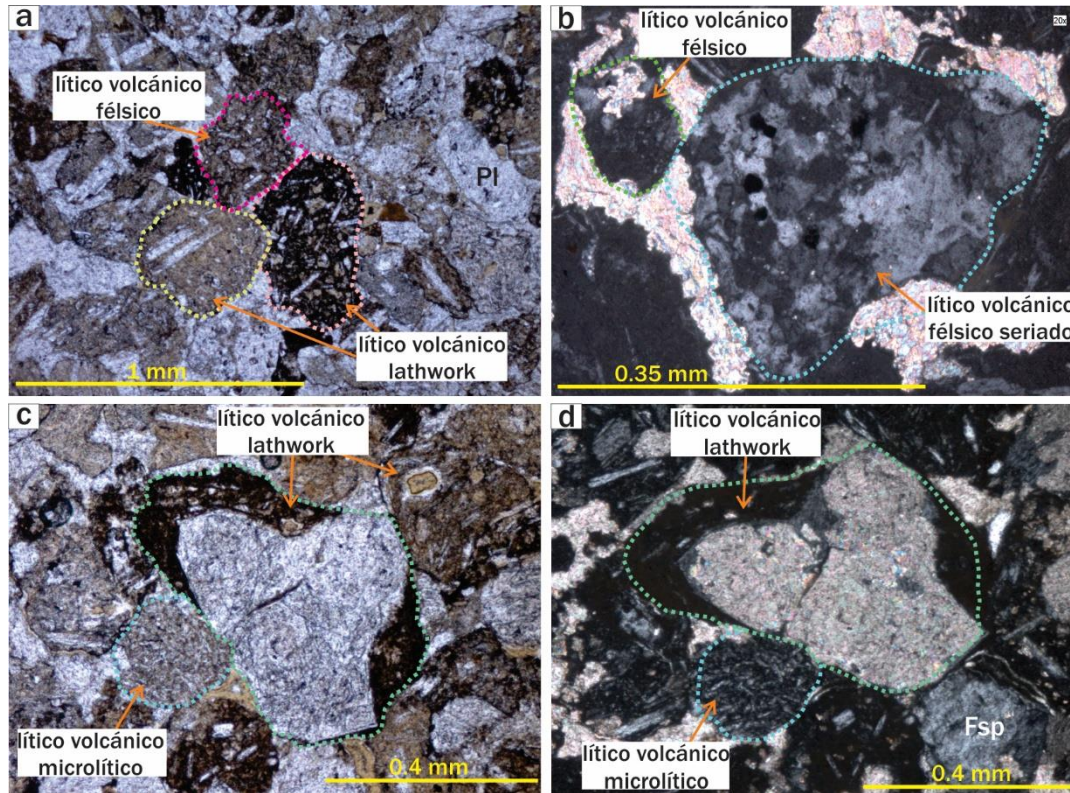


Figura 4.11. Microfotografías de líticos de la Fm. Masachapa (sitio SA-64; lámina 15SA305A). a) Líticos volcánicos *lathwork* y félsicos, embebidos en matriz arcillosa de diferente composición. b) Lítico volcánico félsico de textura seriada rodeado por calcita secundaria. c) Lítico volcánico *lathwork* con fenocristal de Pl rodeado de líticos volcánicos. d) Fotografía en luz paralela de la misma lámina, rotada en sentido antihorario, lítico volcánico *lathwork* en contacto con mineral de Fsp simple.

La petrografía de areniscas en la Fm. Masachapa expuso porcentajes de 65% líticos, seguidos de 18% de F y 17% de Qt (Fig. 4.3c). Los líticos son principalmente volcánicos, sedimentarios y metamórficos (90%, 7% y 3%), en ese orden (Fig. 4.11; Fig. 4.5a). La textura de los líticos volcánicos es fundamentalmente tipo *lathwork* (50%) (Fig. 4.11a, c y d; Fig. 4.5b). Por otro lado, los monominerales contabilizados en las rocas son de Pl, Qm y Fsp (45%, 30% y 25% respectivamente) (Fig. 4.11; Fig. 4.5d).

Tomando en cuenta el análisis realizado en el presente proyecto, las rocas de la Fm. Masachapa según Folk (1974), son litarenitas gradando a litarenitas feldespáticas (Fig. 4.3a); en cambio, de acuerdo con Garzanti (2016), la formación se divide en dos tipos de areniscas: el primero de composición lítico feldespato-cuarzosa y el segundo, de composición lítico cuarzo-feldespático (Fig. 4.3b).

4.4. Propiedades magnéticas

4.4.1. Susceptibilidad magnética inicial

Los resultados de susceptibilidad magnética inicial de todas las muestras analizadas en este estudio se pueden observar en la tabla 4.1. Dentro de este resumen de resultados se puede observar una clara diferencia entre los valores de susceptibilidad magnética inicial de las tres formaciones analizadas en este trabajo, tanto respecto a su masa (χ) como a su volumen (k). Para fines prácticos, a continuación, se puntualizan las observaciones realizadas en las formaciones estudiadas de la CAS tomando como referencia la susceptibilidad magnética inicial con respecto a su volumen (k).

Fm. Rivas. De los resultados de k obtenidos en toda la CAS, la Fm. Rivas presenta los valores más altos. De los ocho sitios medidos, los valores de k están en un rango entre 891.85 y 3426.41 (SI^{-5}), y de todos los especímenes medidos de la formación se tiene un promedio de 1975.74 (SI^{-5}), siendo hasta dos o tres órdenes de magnitud más que las otras formaciones (Tabla 4.1). Estos valores evidencian mayor abundancia de minerales ferromagnéticos en las rocas de esta formación.

Petrográficamente, se hizo una distinción entre la zona superior de la Fm. Rivas y la base de la Fm. Brito (véase arriba en el apartado de petrografía), encontrándose una “zona de transición” con variaciones graduales de composición. En el análisis de susceptibilidad magnética inicial, esta zona de transición no fue la excepción (Tabla 4.1.). En esta parte de la estratigrafía, la susceptibilidad fue disminuyendo hasta alcanzar una k promedio de 86.04 (SI^{-5}), marcándose una clara variación gradual en la base de la Fm. Brito, y que se describe a continuación.

Fm. Brito. Los especímenes de la Fm. Brito son los de menor valor registrado de susceptibilidad magnética inicial en toda la sección de este estudio, con un rango entre 6.23 y 1300.92 (SI^{-5}), y siendo los valores más altos aquellos especímenes pertenecientes a la zona de transición. El promedio de la k en las tres formaciones es de 135.09 (SI^{-5}). Asimismo, en la Fm. Brito se pueden hacer notar tres cambios en los valores de k : (1) el primero asociado a la transición gradual entre las Fm. Rivas y Brito, que presenta valores de k hasta tres órdenes de magnitud mayores en comparación con los demás sitios de esta formación, asociados a la

zona de transición de las Fm. Rivas–Fm. Brito; (2) el segundo, en que se observa una disminución de la k conforme se sube estratigráficamente, siendo el menor valor (6.23–18.01 SI⁻⁵) el registrado en la sección media de la formación (Tabla 4.1); y (3) el tercero está presente a medida que alcanzamos la cima de la Fm. Brito, en donde se observa un aumento de la k , sobre todo antes de alcanzar la base de la Fm. Masachapa. Estos valores de susceptibilidad varían de igual forma, respecto al volumen como a la masa, aunque al igual que en la Fm. Rivas, los segundos son aproximadamente la mitad de los valores normalizados con el volumen del espécimen.

Tabla 4.1. Resultados promedio de los valores de susceptibilidad respecto a la masa (k), y al volumen (X).

<i>Sitio</i>	<i>Muestra</i>	<i>Promedio K (SI⁻⁵)</i>	<i>Promedio X⁻⁸ (m³/kg)</i>	<i>Rango K</i>	<i>Rango X</i>	<i>Promedio total K</i>	<i>Promedio total X</i>
Formación Masachapa							
SA65	15SA310D	48.600	20.160	36.72-102.28	15.28-43.14	65.930	27.440
SA64	15SA305A	83.260	34.720	70.90-91.67	28.77-38.28		
Formación Brito							
SA63	15SA297D	34.730	13.130	24.80-43.07	9.37-16.10	135.093	54.265
SA46	15SA191D	56.210	24.160	34.28-107.67	14.64-46.51		
SA57	15SA259D	57.710	23.120	38.64-196.82	15.67-45.70		
SA56	15SA252C	30.760	13.280	17.79-47.98	7.62-18.91		
SA24	15SA077B	12.070	5.160	10.78-14.43	4.52-6.25		
SA18	15SA037B	13.330	5.980	6.23-18.01	2.66-8.15		
SA29	15SA095A	86.040	32.990	41.09-125.33	16.03-47.89		
SA26	15SA083A	789.890	316.300	244.72-1300.92	100.89-513.86		
Formación Rivas							
SA58	15SA267A	2346.390	919.720	1805.69-3001.73	713.81-1172.08	1975.724	786.984
SA60	15SA276B	2129.230	793.200	1627.22-3426.41	611.64-1260.79		
SA34	15SA119B	1545.770	631.500	1333.43-1817.40	545.27-732.53		
SA32	15SA103A	1987.280	804.050	1366.21-2443.73	552.33-987.36		
SA33	15SA108C	1638.470	665.710	1091.04-2702.61	449.12-1098.58		
SA13	15SA019A	2532.920	1021.180	2669.38-2239.23	920.07-1065.20		
SA38	15SA142B	2544.240	1044.270	2418.31-2692.11	989.24-1087.76		
SA37	15SA137A	1081.490	416.240	894.85-1263.56	333.22-488.74		

SI: Unidades adimensionales del sistema internacional. La posición de las muestras está conforme a la tabla 3.1.

Fm. Masachapa. Los valores de los dos conjuntos de muestras analizados para la Fm. Masachapa están entre 36.72 y 102.28 (SI⁻⁵), con un promedio de 65.93 (SI⁻⁵) (Tabla 4.1.). Aunque los valores de k son equiparables con la Fm. Brito, estos no se comparan con la Fm. Rivas. En esta última, los valores de susceptibilidad están asociados a un gran contenido de

minerales magnéticos, mientras que en la Fm. Brito, expresa una disminución de minerales magnéticos con alta susceptibilidad magnética. Así que la Fm. Masachapa registra valores parecidos a la cima de la Fm. Brito, encontrándose poca diferencia en base y cima, respectivamente (Tabla 4.1).

4.4.2. Propiedades magnéticas en función de la temperatura: Susceptibilidad magnética vs. alta y baja temperatura

A modo de reconocer la variabilidad mineral de algunos de los componentes opacos observados en las láminas delgadas, así como de determinar la mineralogía magnética portadora de las rocas estudiadas, se describieron los cambios de la susceptibilidad magnética en función de la temperatura que se analizaron en las tres formaciones objetivo de este estudio. De los 18 sitios de estudio, se analizaron 11 muestras; 4 en la Fm. Rivas, 5 en la Fm. Brito y 2 en la Fm. Masachapa. Los resultados obtenidos para cada formación mostraron un comportamiento homogéneo, permitiendo así, caracterizar la mineralogía magnética de cada formación en una curva de susceptibilidad magnética vs. alta y baja temperatura característica, como se observa en la figura 4.12b, e y f. A continuación, se describirán dichos comportamientos típicos, así como la caracterización mineralógica de cada formación.

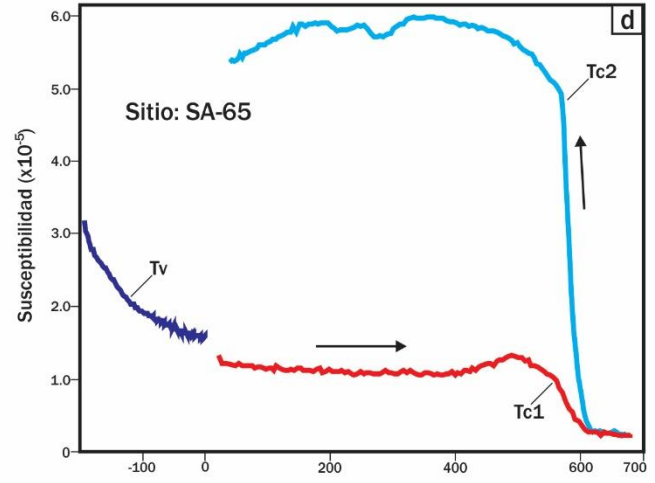
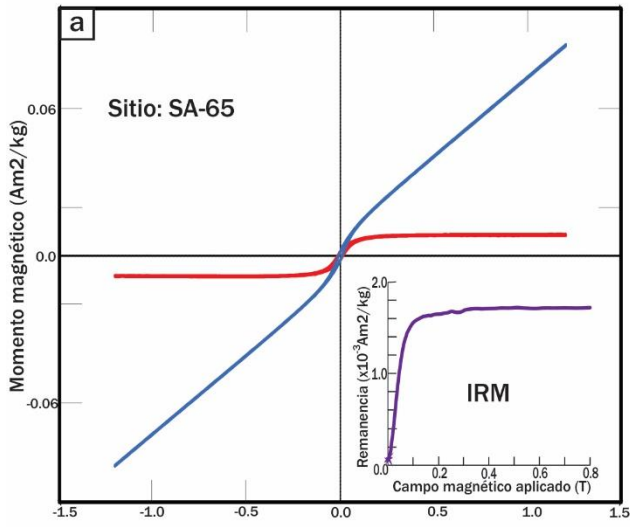
Fm. Rivas. Como es de esperarse a partir del análisis de la susceptibilidad magnética inicial, esta formación es la que mostró los valores más altos, reflejando un rico contenido de minerales magnéticos, en especial de magnetita (Mag) y titanomagnetita (Ti-Mag), como se verá más adelante. En la curva de calentamiento de alta temperatura realizadas hasta 700 °C, se encontraron al menos tres temperaturas de Curie/Néel (T_C) (Fig. 4.12f). Las T_C mostraron un comportamiento tanto de pendientes suaves, como en T_{C1} de 320 a 400 °C, así como de pendientes abruptas, en el caso de T_{C2} con 510–535 °C y de T_{C3} con 565–580 °C. (Fig. 4.12f). Por otro lado, en la curva de enfriamiento de alta temperatura se observó un decremento de cerca del 20% de la susceptibilidad y un cambio en las T_C pasando de tener tres T_C a sólo presentar dos T_C , la T_{C4} de 565–580 °C y una T_{C5} de 390–550 °C (Fig.4.12f). Además, en la curva de baja temperatura (-192 a 25 °C), el comportamiento característico mostró un cambio abrupto cercano a los -145 °C, también llamado Transición de Verwey (T_V), típico de materiales ricos en contenido de Mag (Dunlop & Özdemir, 1997; 2015). Los comportamientos de las T_C en las curvas de calentamiento en alta temperatura muestran una

probable asociación de minerales magnéticos de Ti-Mag rica en Ti (Ti-Mag40) o greigita (Grg), para la caída de la T_{C1} (Harrison & Feinberg, 2009; Dunlop & Özdemir, 2015); así como de Ti-Mag pobre en Ti (Ti-Mag20) y de Mag, para las T_{C2} y T_{C3} , respectivamente. Por otro lado, durante la curva de enfriamiento en alta temperatura, la susceptibilidad decae aproximadamente 20%, indicando alteración de algunos de los minerales preexistentes, probablemente resultando en titanohematita (Ti-Hem), debido a que disminuye parte de la susceptibilidad (Dunlop & Özdemir, 2015; Roberts *et al.*, 2011). En esta última curva se observa como los puntos asociados a las primeras dos T_C del calentamiento (T_{C1} y T_{C2}) se pierden, generándose un nuevo mineral con una T_{C5} de 390–550 °C (Fig. 4.12f). Por último, en la curva de baja temperatura se muestra claramente la evidencia de una T_V a -145 °C, confirmando la presencia de minerales de Mag o Ti-Mag pobre en Ti (Moskowitz *et al.*, 1998).

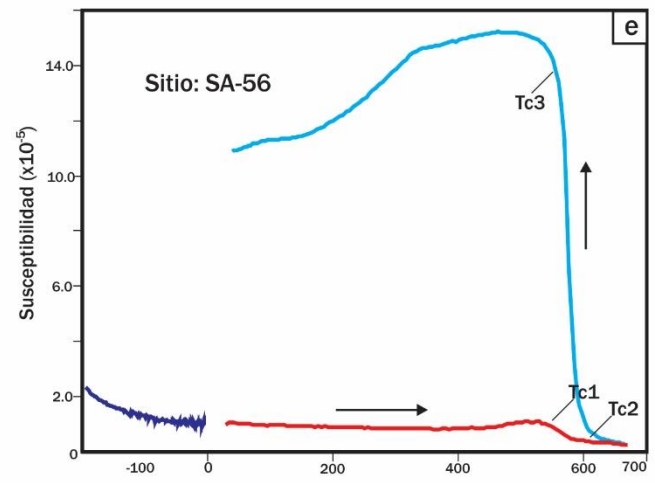
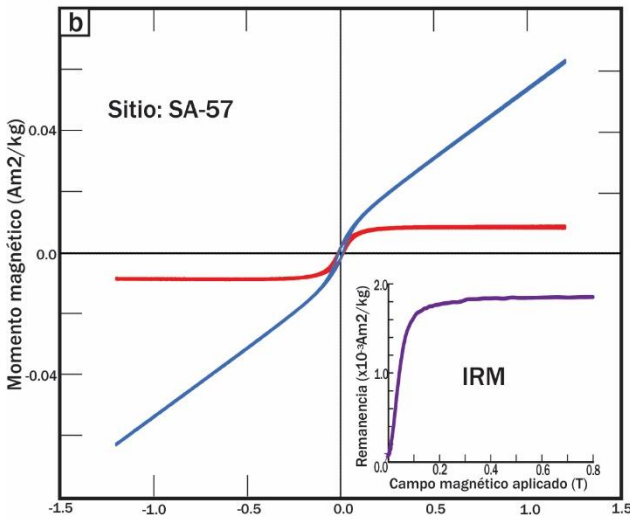
Fm. Brito. Como se ha considerado en secciones anteriores, la base de la Fm. Brito es un caso excepcional dentro de la misma formación. No obstante, las curvas de susceptibilidad vs. alta y baja temperatura mantienen comportamiento característico, es decir, mostrando una “firma magnética” en toda la Fm. Brito.

En las curvas de calentamiento hasta 700 °C, a pesar de tener valores muy bajos de k ($<12 \text{ SI}^{-5}$), se detectaron al menos dos T_C , una T_{C1} a los 550 °C y una T_{C2} de pendiente suave que partió de 580 a 650 °C; valores asociados a minerales de Mag y hematita (Hem), respectivamente. Por otro lado, en la curva de enfriamiento la susceptibilidad magnética aumento hasta 10 veces su valor, indicando una transformación mineralógica a Mag, marcada por la T_{C4} de pendiente abrupta y temperatura rondando los 580 °C. Asimismo, el pequeño cambio de susceptibilidad de la Hem permaneció presente en la muestra como una T_{C4} (Fig. 4.12e). La abundancia de los minerales ferromagnéticos es baja en comparación a la medida de susceptibilidad registrada en los minerales durante el enfriamiento de la muestra, la cual, se puede explicar con la neoformación de minerales por procesos de oxidación en la roca a Mag, principalmente (T_{C1} a T_{C3} ; Fig. 4.12e). Asimismo, la susceptibilidad de las rocas en la Fm. Brito a baja temperatura no presentan transiciones evidentes; sin embargo, se observa un ligero cambio en el rango de temperatura entre -100 y 0 °C, valores típicos de un contenido alto de minerales paramagnéticos que en muchas ocasiones oculta las transiciones.

Fm. Masachapa



Fm. Brito



Fm. Rivas

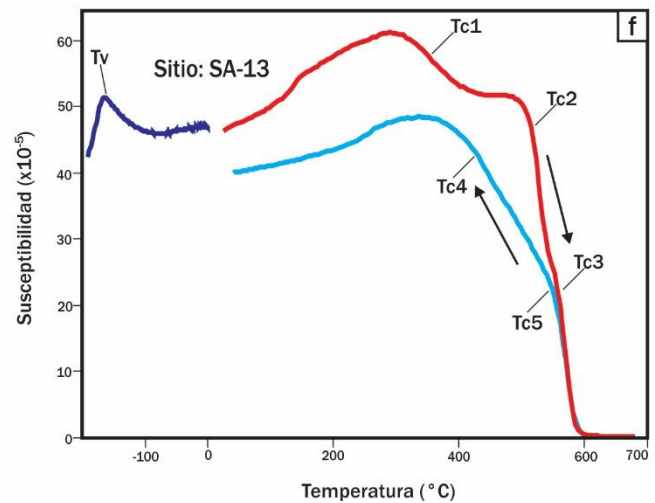
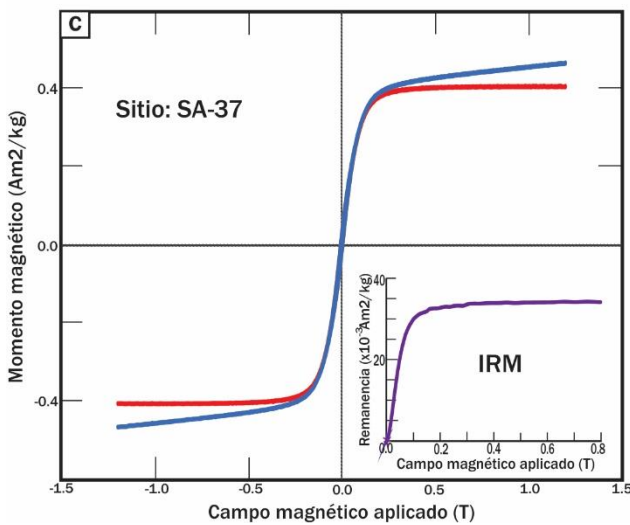


Figura 4.12. Síntesis gráfica de propiedades magnéticas. a), b) y c) Curvas de histéresis de cada una de las formaciones, en este estudio, donde la curva roja representa el aporte ferromagnético, la curva azul el ciclo de histéresis sin corrección paramagnética y la curva morada la curva de IRM, en el recuadro inferior derecho. d), e) y f) Diagrama de curvas kT representativo de cada formación. La curva roja representa las mediciones de calentamiento a alta temperatura, la curva azul las mediciones de susceptibilidad durante el enfriamiento de la muestra en alta temperatura, y la curva azul oscuro representa la susceptibilidad de la roca a baja temperatura; T_C = temperatura de Curie y T_v = transición de Verwey. En la figura se observa que la Fm. Rivas presenta los mayores valores de susceptibilidad, significado de mayor cantidad de minerales magnéticos, contrario a ésta, la Fm. Brito registra valores muy por debajo de la primera. La Fm. Masachapa presenta un valor intermedio entre ambas formaciones. Para conocer los valores de T_c y T_v ver sección 4.4.2. Por otro lado, la relación entre los minerales ferromagnéticos y la corrección paramagnética de la Fm. Rivas, es pequeña, reflejado en una mayor cantidad de minerales ferromagnéticos, no siendo igual en las formaciones superiores. La Fm. Brito presenta una curva de corrección bastante distinta al aporte ferromagnético, sin embargo, no se asocia totalmente a una composición diamagnética por la configuración de la curva. La Fm. Masachapa presenta un comportamiento similar. En cuanto a las curvas de IRM, las Fms., Brito y Masachapa sugieren la presencia de minerales coercitivos como la Hem al impedir la saturación de la curva antes de 100 Mag, en cambio, la Fm. Rivas refleja la presencia de minerales de Mag en un porcentaje mayor.

Por otra parte, sobre los valores cercanos a 0 °C, se registró un aumento de susceptibilidad muy ligero, probablemente asociada a la transición de Morin (T_M), relacionada con la presencia de Hem. Considerando los resultados anteriores y el análisis petrográfico, la susceptibilidad de las muestras puede estar mayoritariamente controlado por minerales paramagnéticos como arcillas y biotitas, y el bajo aporte de minerales diamagnéticos como el cuarzo y los componentes calcáreos.

Fm. Masachapa. En esta formación se observaron curvas de susceptibilidad muy parecidas a la Fm. Brito. Específicamente, la composición mineral de la Fm. Masachapa deja ver una menor cantidad de minerales que se pueden oxidar y transformarse a Mag u otros minerales magnéticos, como se observa en el enfriamiento de la muestra a alta temperatura; es decir, el incremento de la susceptibilidad durante el enfriamiento de la muestra en alta temperatura es aproximadamente 5 veces menor que en la Fm. Brito (Fig. 4.12d), o la mitad de lo que presentan las curvas en la Fm. Brito (Fig. 4.12e). Las T_C características de esta formación, también son muy parecidas a la Fm. Brito. La T_{C1} de la curva de calentamiento a 520 °C, presenta a la Mag como portador principal de la susceptibilidad. Por otro lado, aunque no es muy evidente en la figura 4.12e, la curva muestra una T_{C2} con una pendiente suave de entre

580 y 615 °C, mostrando la presencia de Hem. La transformación de minerales magnéticos en la Fm. Masachapa, también son evidentes en la curva de enfriamiento; sin embargo, la T_{C3} comienza en 610 °C y termina en 570 °C, mostrando un aumento significativo en la susceptibilidad asociado a la neoformación de Hem y probablemente de Mag (Fig. 4.12d).

El comportamiento de la curva a bajas temperaturas mostró la contribución de los minerales paramagnéticos y una T_V no tan visible (Fig. 4.12b), confirmando la presencia inicial de Mag. Aunado a este valor, se registraron pérdidas del valor de susceptibilidad en el rango de 0° a 25°, probablemente parte de una T_M , típico del contenido de Hem (Fig. 4.12b). Estas transiciones sólo se reconocieron en la Fm. Masachapa, confirmando la evidencia de una posible “firma magnética” de la formación con base en las curvas de kT , diferente de las formaciones Brito y Rivas. Por último, cabe mencionar que la muestra medida de kT del sitio SA-65, correspondiente a la lámina 15SA310D, después del calentamiento presentó manchas en el tubo de cuarzo (i.e. parte del equipo MFK-F1), reacción típica de combustión debido al contenido de materia orgánica y/o aceite en las muestras.

4.4.3. Propiedades magnéticas en función del campo magnético: Ciclos de histéresis.

Como se observó en el análisis de kT , la respuesta que tuvieron las muestras estudiadas permitió agrupar y comparar comportamientos característicos de las curvas de histéresis para cada formación. En este análisis se realizó el estudio de 18 muestras correspondientes a especímenes de las mismas láminas delgadas del trabajo petrográfico. Este estudio nos permitió observar el dominio magnético de los minerales magnéticos presentes (Dunlop & Özdemir, 2015), así como la proporción de Mag en las muestras analizadas (Jackson & Solheid, 2010). Las gráficas de histéresis de las muestras descritas a continuación fueron seleccionadas para representar la configuración magnética de cada una de las formaciones, estudiadas, como se muestra en la figura 4.12a-c. Asimismo, los valores obtenidos de los ciclos de histéresis, susceptibilidad y porcentaje de Mag, se pueden apreciar en la tabla 4.2. A continuación una descripción de este análisis por formación.

Fm. Rivas. La figura 4.12c muestra una geometría en el ciclo de histéresis asociado al comportamiento de Mag super-paramagnética (SP) y dominios pseudo-simple (DPS) (Tauxe,

2010). Cabe resaltar, que la diferencia entre la curva de aporte ferromagnético y la corrección paramagnética es pequeña, es decir la mayor cantidad de minerales son ferromagnéticos. Por otro lado, de acuerdo con Jackson & Solheid (2010), los valores de magnetización de saturación obtenidos de la curva de IRM, nos permitieron reconocer porcentajes de minerales de Mag de entre 1.57 a 0.36% en toda la Fm. Rivas, siendo la formación con mayor porcentaje de Mag (Tabla 4.2).

Fm. Brito. En esta formación el porcentaje de minerales magnéticos disminuye en comparación con la Fms. Rivas y Masachapa. Al igual que los valores de susceptibilidad (sección 4.4.1). En el caso de los valores de la coercitividad, las muestras están asociadas a minerales magnéticos con dominios simples (DS), dominio pseudo-simple (DPS) y minerales super-paramagnéticos (SP) (Tauxe, 2010). En esta formación, y contrario a la formación subyacente, se presentó una corrección paramagnética del análisis de histéresis con mucha diferencia a la curva de saturación ferromagnética. Por la geometría de la curva, se descarta una composición predominantemente diamagnética (Qz y carbonatos), pero se incluyen una gran cantidad de minerales paramagnéticos, lo que indicaría una probable presencia de minerales arcillosos. No obstante, en la curva de IRM (Fig. 4.12b) se observa que la curva no satura por completo con un campo aplicado de 0.8 T, indicando la presencia de un mineral coercitivo como la Hem, también reflejado en la apertura de la curva de histéresis. Conforme a lo anterior, el porcentaje cuantitativo en masa de minerales de Mag que se encontró fue de un rango de 0.002 a 0.132%, muy por debajo del valor máximo en la Fm. Rivas.

Fm. Masachapa. En la Fm. Masachapa se observó una semejanza en el ciclo de histéresis, con respecto a aquéllas de la Fm. Brito (Fig. 4.12a). La coercitividad en las muestras de la Fm. Masachapa se asocia a minerales magnéticos de DPS, SP y con DS estables (Tauxe, 2010). La magnetización remanente en la Fm. Masachapa tiene magnitud ligeramente mayor que en la Fm. Brito (Tabla 4.2). Este valor pertenece a la curva de corrección paramagnética que nos confirma la presencia de minerales como la biotita o arcillas, de tipo paramagnético. En las gráficas de IRM se presentó la presencia de minerales de Mag, al saturar antes de los 100 mT y probable presencia de Hem al no verse completamente saturada la gráfica (Fig. 4.12a). El porcentaje cuantitativo de Mag en esta formación es de 0.019 y 0.029%, siendo ligeramente mayor que la parte central y cima de la Fm. Brito (Tabla 4.2).

Tabla 4.2. Valor de susceptibilidad (K y χ), magnetización remanente y remanente de saturación (M_s , M_{rs}), coercitividad (H_c), y coercitividad remanente (H_{cr}), de las muestras utilizadas en este trabajo. Adicionalmente se muestra el porcentaje de Mag de acuerdo con Jackson & Solheid (2010).

Sitio	Muestra	mg	$K-s$ (SI)	$\chi-8$ (m ³ /kg)	M_s-3 (Am ² /kg)	$M_{rs}-3$ (Am ² /kg)	H_c (mT)	H_{cr} (mT)	M_{rs}/M_s	H_{cr}/H_c	Mag (%)
Formación Masachapa											
SA65	15SA310D	19	37.220	15.280	8.329	1.703	14.079	33.170	0.204	2.356	0.019
SA64	15SA305A	14	75.290	30.580	14.910	2.694	12.183	30.261	0.181	2.484	0.029
Formación Brito											
SA63	15SA297D	18	32.950	12.460	7.988	1.008	9.677	36.506	0.126	3.772	0.011
SA46	15SA191D	23	82.080	35.200	7.549	0.992	7.613	30.617	0.131	4.022	0.011
SA57	15SA259D	29	116.650	45.700	8.598	1.843	15.214	35.173	0.214	2.312	0.020
SA56	15SA252C	25	35.540	15.680	3.523	0.740	12.363	36.811	0.210	2.977	0.008
SA24	15SA077B	25	10.890	4.600	1.959	0.224	9.314	32.513	0.114	3.491	0.002
SA18	15SA037B	25	16.650	7.610	2.122	0.226	10.106	45.170	0.106	4.469	0.002
SA29	15SA095A	18	68.270	26.590	17.910	1.866	8.679	28.170	0.104	3.246	0.020
SA26	15SA083A	17	1076.050	432.170	119.726	12.158	9.047	34.095	0.102	3.769	0.132
Formación Rivas											
SA58	15SA267A	31	1918.130	761.820	1140.452	89.632	8.546	34.213	0.079	4.004	0.974
SA60	15SA276B	18	1637.320	611.640	1188.235	116.429	9.391	35.650	0.098	3.796	1.266
SA34	15SA119B	25	1356.180	554.760	485.809	56.922	10.601	33.443	0.117	3.155	0.619
SA32	15SA103A	14	2117.820	878.520	1723.412	96.138	5.574	27.631	0.056	4.957	1.045
SA33	15SA108C	30	2702.610	1093.580	654.631	80.337	10.936	34.829	0.123	3.185	0.873
SA13	15SA019A	20	2597.200	1037.860	1441.741	139.123	10.067	46.072	0.096	4.577	1.512
SA38	15SA142B	19	2692.110	1087.760	1576.322	145.077	9.607	46.740	0.092	4.865	1.577
SA37	15SA137A	30	1049.230	406.020	405.476	33.439	7.676	29.964	0.082	3.903	0.363

Con base en los parámetros obtenidos de los ciclos de histéresis, se construyó el diagrama de Day-Dunlop, que se muestra en la figura 4.13. Los resultados de propiedades magnéticas en función del campo permiten construir una gráfica con la cual es posible determinar el dominio magnético (Dunlop, 2002), que en muchas ocasiones está asociado al tamaño del mineral magnético, en especial para la Mag (Dunlop, 2002; Dunlop & Özdemir, 2015). Permitiendo así una caracterización rápida del tamaño de los óxidos o minerales magnéticos, también observados en el estudio petrográfico.

De manera general, las tres formaciones que conforman el área de estudio dentro de la CAS se pueden agrupar en el rango de minerales con dominio magnético DPS. Visto desde otra perspectiva, según Dunlop (2002) este comportamiento sería el resultado de una mezcla de dominios magnéticos (Fig. 4.13). Sin embargo, a pesar de representar un grupo “homogéneo” a simple vista en el diagrama de Day-Dunlop, la estratigrafía de la CAS presenta variaciones en cada una de las formaciones, que se analizan en este proyecto.

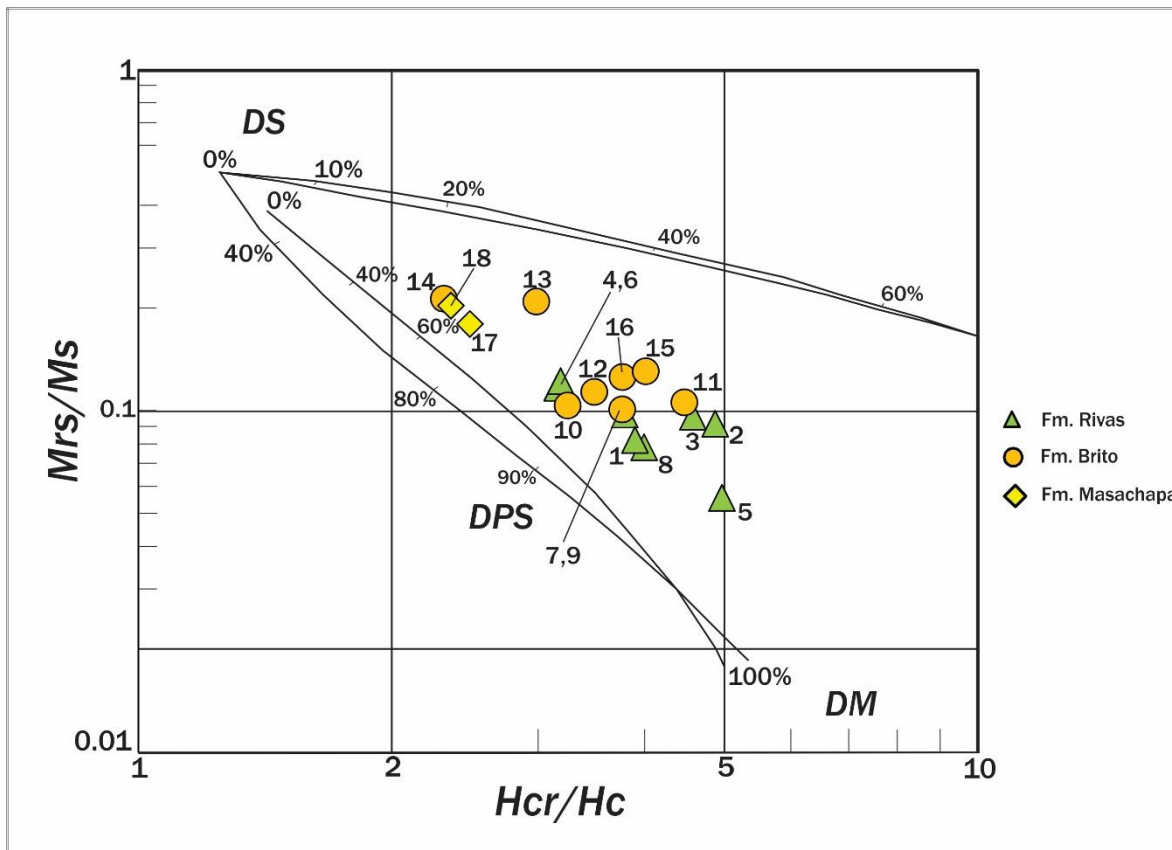


Figura 4.13. Diagrama de Day-Dunlop representando los diferentes dominios magnéticos, donde DS=dominio simple, DPS = dominio pseudo-simple, DM = dominio múltiple, M_{rs}/M_s = relación entre magnetización remanente de saturación y magnetización de saturación, H_{cr}/H_c = relación entre coercitividad remanente y coercitividad (Modificado de Dunlop, 2002). De manera general, la sucesión se agrupa en el rango de DPS, sin embargo, en la figura se pueden observar tendencias asociadas a todos los análisis anteriores en este estudio. La Fm. Rivas se agrupa en un solo dominio (DPS), relativa a la posición estratigráfica de este trabajo, conforme se asciende, las muestras en la zona de transición se dispersan un poco, al igual que las muestras de la Fm. Brito que tienden a DS en la sección media. Por último, la Fm. Masachapa presenta mayor proporción de minerales magnéticos con DS.

En primer lugar, cabe destacar que la Fm. Rivas se agrupa en la zona céntrica del rango DPS, en el diagrama de Day-Dunlop. Desde la base hasta la cima, la formación, tiende a presentar el mismo comportamiento magnético, resultado observado en los estudios magnéticos de las secciones anteriores. Considerando estos resultados, es posible notar que las muestras de la Fm. Rivas tienden hacia el rango de multidominios magnéticos (Fig. 4.13). Por otra parte, las muestras de la Fm. Brito son las que tienen una mayor distribución dentro

del diagrama de Day-Dunlop (Fig. 4.13). Aparentemente, la distribución no está asociada a una posición estratigráfica, como también es el caso de la Fm. Rivas; sin embargo, si se puede apreciar que las muestras de la zona de transición (9, 10 y 11) se encuentran dentro de la región de los dominios típicos de la Fm. Rivas. De esta manera, la Fm. Brito tiene al menos dos grupos de dominios magnéticos marcados: (1) en una tendencia de mezcla de 10–90% de DS + DM, y (2) dentro de una tendencia de 20–80% ó 40–60% de DS + DM. La zona intermedia de la Fm. Brito está más propensa a relacionarse a la sección de dominios magnéticos simples, para luego hacia la base volver a acercarse a la zona central del diagrama de Day-Dunlop.

Por último, la Fm. Masachapa presenta sus dos muestras agrupadas, siendo en conjunto con la muestra 14 y 13 de la Fm. Brito, las más cercanas a una mayor proporción de DS (~40%). Estos dominios magnéticos, reflejarían una relación con el tamaño de las Mag entre 100 nm y 15 μ m (Dunlop, 2002; Dunlop & Özdemir, 2015), mayor que en las muestras restantes que se analizaron.

4.5. Análisis de procedencia: petrografía y propiedades magnéticas.

En esta sección se ha abordado el conjunto de los resultados de la petrografía y las propiedades magnéticas, a fin de lograr una mayor comprensión de la evolución en la CAS. La caracterización de las rocas y su textura asociada se examinó en la sección 4.3. Asimismo, los análisis cuantitativos y cualitativos, de propiedades magnéticas se presentaron en la sección 4.4. De esta manera, una vez analizados conjuntamente los resultados del estudio petrográfico con el análisis de propiedades magnéticas, la comparación de ambos ha permitido observar diferencias importantes en las Fms. Rivas, Brito y Masachapa (Fig. 4.15), que en algunos casos es más evidente en los resultados de petrografía, mientras que en otras ocasiones es soportado por las propiedades magnéticas.

Cabe notar que los resultados del conteo de puntos en la petrografía comúnmente recaen en una serie de diagramas ternarios de ambiente tectónico interpretativo (p. ej. Ingersoll & Suczek, 1979; Marsaglia & Ingersoll, 1992; entre otros). En este estudio se graficaron los resultados de las tres formaciones en cuatro de los principales diagramas ternarios de ambiente tectónico interpretativo, como se observa en la figura 4.14. De manera

general, una característica observada de primer orden en estos cuatro diagramas ternarios es la distribución de los sitios a lo largo de los campos relacionados a arcos volcánicos (i.e. no disectados, disectados, transicional o magmático) (Fig. 4.14). Sólo en el caso de los diagramas de Dickinson & Suczek (1979) y Marsaglia & Ingersoll (1992) se observó que tres sitios (11, 12 y 13), correspondientes a la parte media de la Fm. Brito, tendieron al área de orógeno reciclado (Fig. 4.14).

Por otro lado, de manera particular, las muestras de la Fm. Rivas tiende a agruparse más, cayendo en el campo de ambiente de arco volcánico transicional (Fig. 4.14b-d). Por su parte, la Fm. Brito, es la que tiene una distribución más amplia de sus muestras en todos los diagramas ternarios, cayendo en los diversos campos de arcos volcánicos (Fig. 4.14). En contraposición, esta formación presenta una gran cantidad de contenido de componentes calcáreos, que derivan en una interpretación no relacionada a estos diagramas (*ver* Capítulo 5). Dichas facies de areniscas calcáreas registradas a lo largo de la Fm. Brito, se encuentran intercaladas con areniscas derivadas de arco en etapa transicional en la base y hacia la cima de la sucesión. Es importante remarcar, que la clasificación de estas rocas se hizo considerando los fragmentos calcáreos como líticos, razón por la cual, las areniscas de esta región parecieran discernir de la tendencia general en la evolución de la cuenca (Fig. 4.14). No obstante, la Fm. Brito, es claramente afectada por depósitos producto de la erosión de un arco volcánico.

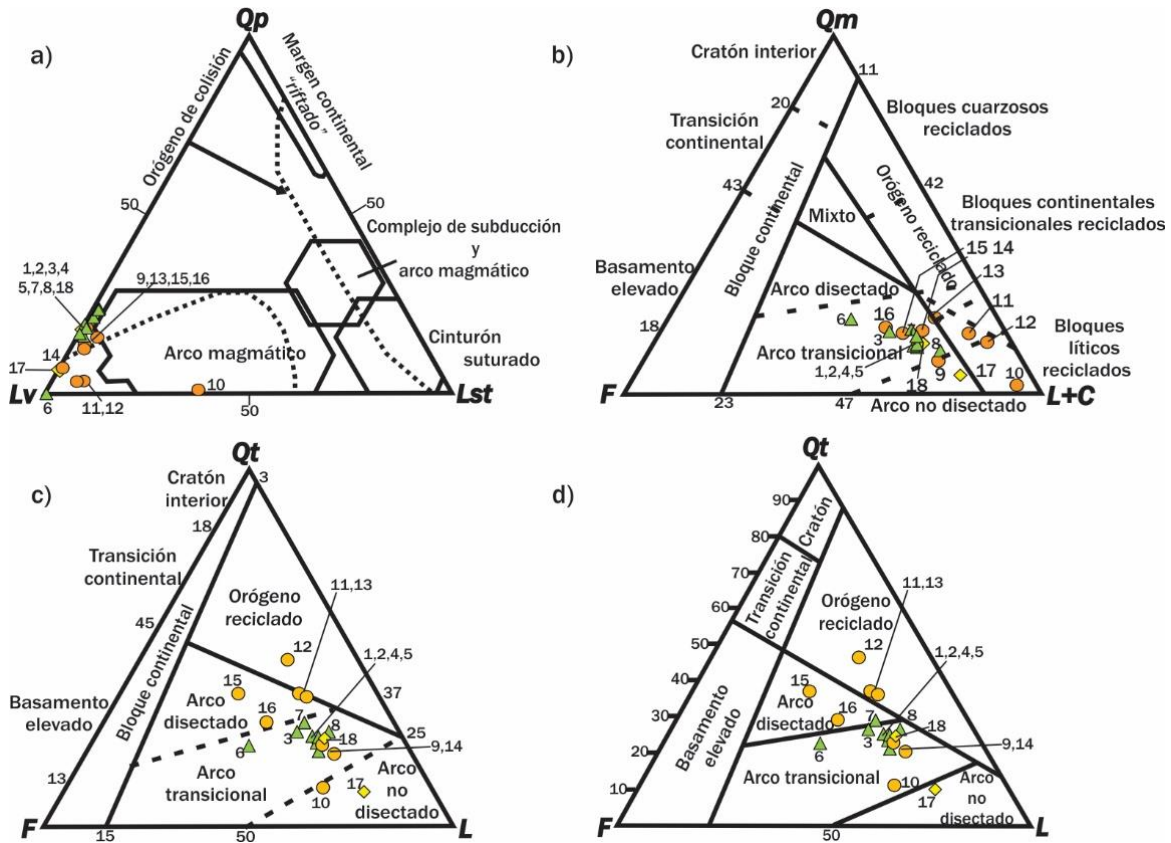


Figura 4.14. Diagramas ternarios para procedencia de areniscas. a) Ingersoll & Suczek, (1979), b) Dickinson, (1985), c) Dickinson & Suczek, (1979), y d) Marsaglia & Ingersoll (1992), dónde Qp = cuarzo policristalino, Qm = cuarzo monocristalino, Qt = cuarzo total (monocristalino+policristalino), Lv = líticos volcánicos, Lst = líticos sedimentarios, F = feldespatos, L+C = líticos+fragmentos carbonatados, y L = líticos. Los diagramas muestran una asociación de procedencia derivada de arco volcánico en distintos estadios evolutivos. Las muestras de la Fm. Brito difieren de la tendencia general de la sucesión, esto debido en parte a la cantidad de fragmentos calcáreos que contienen. La diferencia entre la Fm. Rivas y la Fm. Masachapa se reconoce con el contenido de Qz y Fsp asociado al reciclaje de un arco volcánico no disectado en el segundo caso.

Por último, mientras que las Fms. Rivas y Brito difieren genéticamente entre sí, la Fm. Masachapa tiende a registrar fases más parecidas a la Fm. Rivas. En esta formación, se observa un gran incremento de líticos volcánicos y disminución de líticos sedimentarios. Los porcentajes de esta formación nos muestran nuevamente una asociación a un ambiente influenciado por arco volcánico, pero una diferencia dentro de la formación se encuentra en la base, en ésta se registra un mayor contenido de clastos derivados de un arco joven o no disectado (Fig. 4.14b-d), debido a su contenido de Qz y Fsp.

Por su parte, del estudio conjunto de propiedades magnéticas con petrografía, resultaron cambios sustanciales en las tres formaciones. De manera general, como se observa en la figura 4.15, las variaciones composicionales a lo largo de la CAS nos muestran cambios tanto de formación a formación como intra-formación, como es el caso de la Fm. Brito. La Fm. Rivas presenta una composición más homogénea que la Fm. Brito, tanto en los minerales no magnéticos como en las propiedades magnéticas (i.e. minerales magnéticos). Quizá cabe resaltar que la lámina 15S119B (No. 6), es aquella que presenta una relación mayor de F y menor de Lv, en comparación con todas las demás muestras; o que la lámina 15S137A (No. 1), es la que tiene el menor contenido de Mag, pero mayor contenido de Lv.

No obstante, la Fm. Brito tiene un comportamiento más variado. La primera muestra de la base, lámina 15S083A (No. 9, en la posición estratigráfica, ver Tabla 3.1), presenta un comportamiento muy parecido a la Fm. Rivas, siendo lo que la diferencia de ésta el porcentaje de Mag, la k , y la ausencia de minerales como Px-Amp, minerales que únicamente se observan en la Fm. Rivas. Además, subiendo estratigráficamente, la formación presenta un cambio drástico de composición, volviéndose más calcárea (>45%), disminuyendo los Lm, así como el abatimiento del porcentaje de Mag y por consiguiente de la k ; como se muestra en las láminas 15S095A (No. 10), 15S037B (No. 11) y 15S077B (No. 12). Hacia la cima se puede observar que la relación de Lv aumenta y los Ls + C disminuyen, así como un aumento de la k y el porcentaje de la Mag. Por último, en la muestra de la cima de la Fm. Brito, lámina 15SA297D (No. 16), con respecto a la lámina 15SA305 (No. 17) de la base de la Fm. Masachapa, se aprecia que aumenta el contenido de Lv y disminuye el de los componentes Ls + C, sin dejar de mencionar un cambio en la k y porcentaje de Mag. De todos estos cambios, hacia la cima de Masachapa, el que se mantiene en porcentajes altos es Lv, siendo un aumento significativo en esta última muestra los componentes de Qm.

Es así como, comparando las variaciones composicionales de las tres formaciones, la Fm. Brito, es aquella que presenta una composición con más diferencias en comparación con las otras dos. Resultando en un mejor entendimiento e interpretación de dichos cambios entre las formaciones, lo que se discute en el siguiente capítulo.

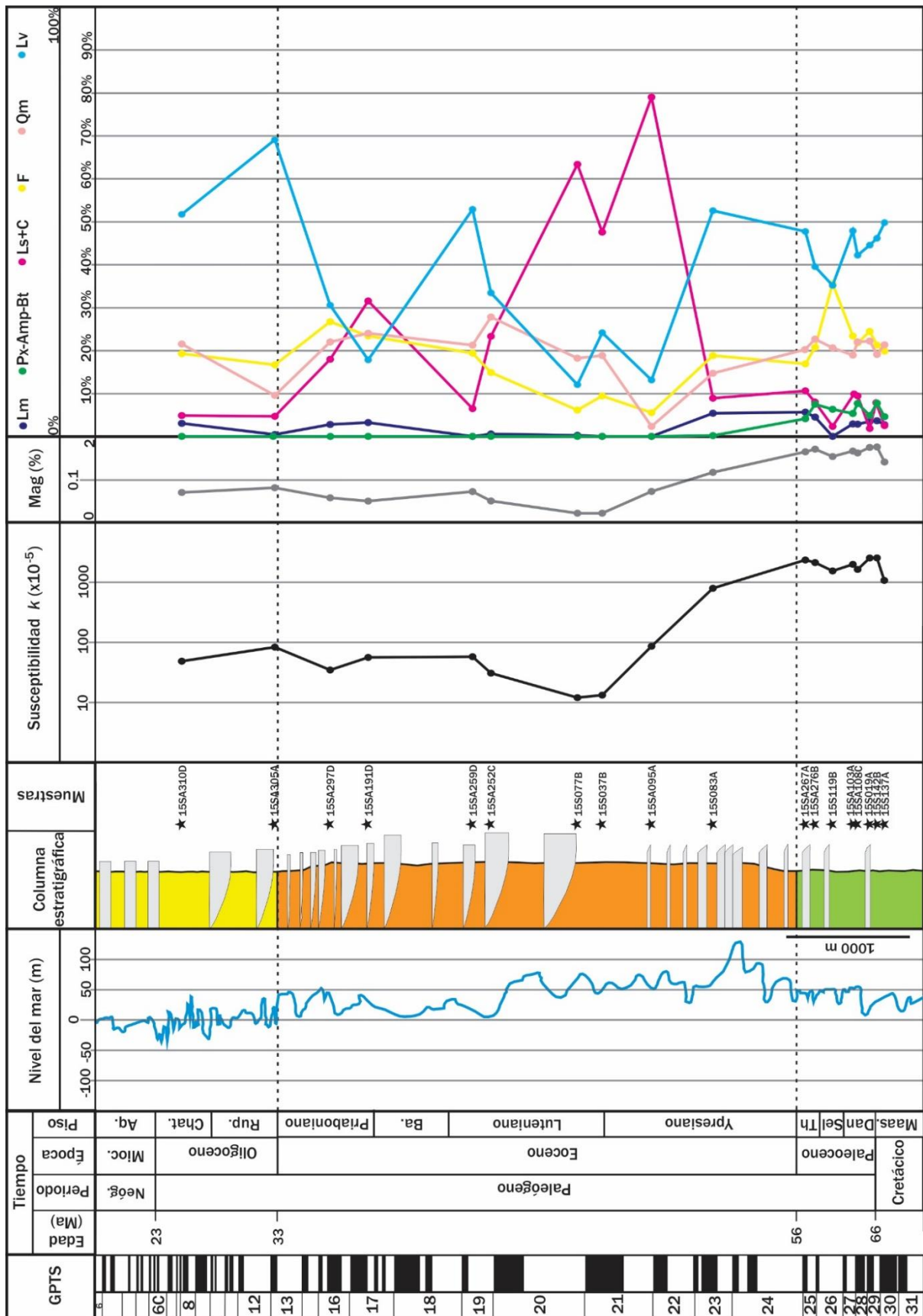


Figura 4.15. Análisis procedencia usando los resultados conjuntos de los estudios petrográficos y de propiedades magnéticas. De izquierda a derecha: GPTS (por sus siglas en inglés) o Escala de Tiempo de Polaridad Geomagnética; Tiempo, periodos, épocas y pisos geológicos; Nivel del mar, curva de los cambios globales del nivel del mar desde el Maastrichtiano al Aquitaniano, según Miller *et al.*, (2005); Columna estratigráfica esquemática con la posición estimada de las muestras (ver capítulos 3 y 4); Susceptibilidad, susceptibilidad magnética inicial (k) en escala logarítmica; Mag (%), porcentaje de Mag en escala logarítmica; Porcentaje de minerales traslúcidos observados en la petrografía (ver abreviaciones en el capítulo 3). Se observan rasgos característicos en cada formación: la Fm. Rivas presenta la menor cantidad de fragmentos sedimentarios y calcáreos, parecidos a la Fm. Masachapa, sin embargo, esta última no presenta minerales de Prx-Amp-Bt. Por su parte la Fm. Brito registra, además, cambios internos reflejados en la abundancia de componentes y minerales, así como de susceptibilidad magnética. De manera general, la sucesión representa un reciclaje diferencial a lo largo de su deposición.

5. Discusión.

5.1. Petrografía, ambiente de depósito y procedencia.

Una de las características principales en una cuenca de antearco, es que el registro sedimentológico es el resultado de la dinámica de la placa en subducción, así como las variaciones que ocurren en la placa cabalgante (p. ej. Noda, 2016; Ridgeway *et al.*, 2012). Asimismo, la dinámica de las placas en una zona de subducción influye de manera directa en los ascensos y descensos del nivel del mar dentro la cuenca de antearco (Andjić *et al.*, 2016). Por lo tanto, la CAS no es la excepción. A continuación, se discuten e interpretan los ambientes de depósito, así como la procedencia de las 3 formaciones geológicas estudiadas en este trabajo, tomando en cuenta el contexto tectónico y geológico de la región.

Como se ha abordado en los capítulos anteriores, la CAS se encuentra en un contexto tectónico regional de fragmentos tectónicos colisionados y ensamblados en distintos periodos. Asimismo, la subducción continua de la Placa de Farallón por debajo de la porción occidente de la CAR, han permitido el desarrollo de un arco volcánico semicontinuo en la región de Centro América, así como el desarrollo de una cuenca de antearco. Visto de esta manera, en gran medida la procedencia de las formaciones geológicas estudiadas en este trabajo parten, en primer orden, de un arco volcánico; en segundo orden, de los elementos geológicos presentes en la zona de antearco de Centro America; en tercer orden, de los cambios que ocurren en la dinámica de la Placa de Farallón y que afectan directamente a la cuenca. Por lo tanto, a continuación se aborda, discute e interpreta la petrografía, ambientes de depósito y procedencia de las Fms. Rivas, Brito y Masachapa.

La Fm. Rivas ha sido clasificada de manera general como una intercalación de areniscas volcanosedimentarias (Astorga, 1988; Weyl, 1980); sin embargo, en este trabajo dicha formación ha sido caracterizada como una intercalación de areniscas lítico-cuarzosas con estratos de areniscas lítico-feldespáticas, según la nueva clasificación propuesta por Garzanti (2016); o como litarenitas feldespáticas, según Folk (1974). Además, el ambiente de depósito de esta formación ha sido clasificado como abanicos turbidíticos distales de composición principalmente máfica (Astorga, 1988), lo que implicaría que la fuente de dichas areniscas fuera un arco volcánico máfico e incluso algunas rocas de composición

máfica/ultramáfica. De esta manera, de acuerdo a las observaciones obtenidas en el análisis petrográfico de este trabajo, se encuentra que hay una fuente volcánica máfica, esto por el rico contenido de líticos volcánicos tipo *lathwork*, microlíticos y vítreos, sin dejar de mencionar la presencia de líticos volcánicos félsicos. De acuerdo con Garzanti *et al.* (2013) y Garzanti (2019), las texturas *lathwork* y vítreas en los líticos volcánicos, también son típicas del reciclaje de complejos ofiolíticos. Asimismo, la abundante cantidad de monominerales de Opx, Cpx y Amp, así como de Chl y Ep, muestran que esta formación probablemente recicló componentes de corteza oceánica (p. ej. gabros) y metabasitas (Frey & Robinson, 1999). Por otro lado, la presencia de Pl con zoneamiento indica la procedencia de dacitas y andesitas, mineral común en estas rocas (Winter, 2014), que en conjunto con los líticos volcánicos félsicos, nos permiten interpretar un vulcanismo bimodal en la región. Por último, los extraclastos calcáreos muestran el reciclaje de una unidad calcárea previamente instaurada en los alrededores de la CAS.

Por su parte, los diagramas ternarios (QFL) de interpretación tectónica para procedencia de areniscas (Dickinson, 1985; Dickinson & Suczek, 1979; Ingersoll & Suczek, 1979; Marsaglia & Ingersoll, 1992), muestra que la Fm. Rivas es producto de la erosión de un arco volcánico, incluso, de un arco volcánico transicional, posiblemente de composición basáltica a intermedia, como lo reflejan los líticos volcánicos en la petrografía e incluso los clastos de andesitas y basaltos del conglomerado observado en campo.

Lo anterior, aunado a los elementos tectónicos previamente reportados en la región, nos permite reconocer que la Fm. Rivas es parte de una cuenca de antearco que recicla un arco volcánico principalmente de composición máfica con algunos pulsos de vulcanismo intermedio (¿o bimodal?), que probablemente son parte del Arco Berrugate (Andjić *et al.*, 2018b), o su continuación en Nicaragua. Por otro lado, los monominerales que indican la procedencia de corteza oceánica y metabasitas, pueden estar asociados al Complejo Nicoya, mismo que colisiona en el Cenomaniano con el Terreno Manzanillo (Andjić *et al.*, 2018a), o el arco acrecionado de Santa Elena (Escuder-Virujete & Baumgartner, 2014), el cual fue levantado en dicha colisión. No obstante, cabe mencionar que posterior a esta colisión del Cenomaniano, la Fm. Piedras Blancas (Campaniano–Maastrichtiano) de composición calcárea se depositó sobre estas unidades (Andjić *et al.*, 2018b). Todas éstas, unidades

cercanas a la zona de estudio para ese tiempo (Fig. 2.1) y potenciales como fuentes de estos componentes.

Asimismo, la zona de transición, que se distingue en este trabajo, ha sido clasificada como areniscas lítica feldespátocuarzosas (Garzanti, 2016), o litarenitas feldespáticas (Folk, 1974). En este intervalo la variante principal es la presencia de un componente calcáreo que precipita como cementante, sustituyendo la mayor parte de la matriz. Esto indica la erosión y aporte de un cuerpo calcáreo que permite la precipitación de la calcita en la roca, que justo para este periodo al sur de la CAS, en la Cuenca de Antearco de Tempisque, en Costa Rica, se estaba en desarrollo la Fm. Barra Honda, calizas someras que posiblemente jugaron un papel importante en los depósitos de la CAS. Además, en este intervalo se observa la aparición de carbonatos en la CAS, indicando un cambio de régimen en la sedimentación de la cuenca, pasando de un depósito detrítico a un depósito de rocas carbonatadas. Esto implicaría que la CAS o parte de ésta, experimentó un levantamiento de la cuenca o un descenso en el nivel del mar.

Por su parte, la Fm. Brito es una formación que refleja distintos cambios en la cuenca durante casi 30 Ma (Andjić *et al.*, 2016; 2018b). Andjić *et al.* (2016, 2018b) han realizado una caracterización detallada de esta formación geológica, encontrando y clasificando incluso nuevas formaciones (*ver*: Capítulo 2). Además, estos autores la han clasificado de manera general como una sucesión de calciturbiditas. Por su parte, Lang *et al.* (2017) y Struss *et al.* (2008), han encontrado variaciones importantes en el ambiente de depósito de esta formación, sobre todo en la parte media-cima, conformados por complejos de canales de levee. En otras palabras, esto indicaría que la sucesión de la Fm. Brito, corresponde a un ambiente de depósito de abanicos distales a medios de turbiditas calcáreas. Sin embargo, de acuerdo a lo observado en este trabajo, se logró identificar al menos cuatro ambientes sedimentarios, que de base a cima son: (1) areniscas volcanosedimentarias, dentro de la zona de transición, muy parecidas a la cima de la Fm. Rivas, derivadas de un arco transicional; (2) calizas grainstone de bioclastos, típicas de un ambiente lagunar de plataforma interna, (3) calizas packstone con abundantes foraminíferos planctónicos y radiolarios, típicas de un ambiente marino profundo y, (4) areniscas volcanosedimentarias (lítica-feldespátocuarzosas)

con algunos extraclastos calcáreos de foraminíferos bentónicos re TRABAJADOS, asociadas a un arco volcánico.

Lo interesante de esta formación son las variaciones de ambientes sedimentarios. Andjić *et al.*, (2018b) reportan un horizonte de calizas que marca el cambio entre las Fms. Rivas y Brito; sin embargo, la base de la Fm. Brito es difícil de identificar debido a que es transicional, como se observa en este trabajo. En primer lugar, las areniscas volcanosedimentarias (parecidas a la cima de la Fm. Rivas), exhiben depósitos de turbiditas típicas de un ambiente sedimentario de abanicos submarinos de facies profundas. Aquí, es importante resaltar la disminución del aporte detrítico hacia la parte media y superior de la Fm. Brito, la cual da lugar a la precipitación de rocas carbonatadas. Justo en esta parte de la sucesión, en segundo lugar, las calizas grainstone de bioclastos, de un ambiente lagunar de plataforma interna, nos evidenciaron un descenso del nivel de mar o el levantamiento de la cuenca, a la vez que se interpreta una estabilidad tectónica y abundancia de oxígeno en el ambiente. Algo que llama mucho la atención, en tercer lugar, es que, sobre estas calizas se encuentran calizas packstone con abundantes foraminíferos planctónicos y radiolarios, típicas de un ambiente marino profundo, lo que indicaría un ascenso del nivel del mar asociado a una transgresión marina o una subsidencia de la cuenca de antearco. No obstante, pese a que el ambiente sedimentario es carbonatado, aún hay presencia de líticos volcánicos y monominerales de Q, Fsp y Pl en las rocas. Sin embargo, la forma redondeada y el tamaño pequeño de los clastos son evidencia para sugerir una fuente volcánica alejada, la cual permitió la precipitación de carbonatos y la proliferación de organismos. Sin embargo, este ambiente carbonatado no prevaleció por mucho tiempo. Hacia la cima de la Fm. Brito, en cuarto lugar, se volvieron a reconocer rocas volcanoclásticas (lítico-feldespatocuarzosas), ricas en líticos volcánicos y monominerales redondeados, con algunos extraclastos calcáreos de foraminíferos bentónicos re TRABAJADOS, lo que indica nuevamente el aporte de detritos procedentes de un arco volcánico, así como la erosión de unidades calcáreas, en menor proporción. Estas areniscas volcanosedimentarias de la cima de la Fm. Brito, exhiben de nuevo un cambio de régimen en la sedimentación, de un ambiente carbonatado a un ambiente detrítico. Es decir, la CAS, experimenta un ascenso mayor del tirante de agua, o un proceso de subsidencia, resultando en estos depósitos de ambientes profundos. La presencia de detritos de arco volcánico es evidencia del acercamiento de la roca fuente a la cuenca,

mientras que la ausencia de minerales secundarios como Cpx, Opx y Amp, en toda la Fm. Brito, sugiere una desconexión sedimentológica con los complejos de corteza oceánica, es decir, la roca fuente ya no se encuentra en zonas cercanas a la CAS o en niveles superiores.

Por otro lado, las muestras graficadas de la Fm. Brito en los diagramas ternarios (QFL) de interpretación tectónica para procedencia de areniscas (Fig. 4.14), quizá son los más interesantes a discutir. Como se muestra en la figura 4.14, la Fm. Brito es la que tiene más distribución en los diagramas ternarios, pasando en algunas ocasiones de los campos de bloques líticos reciclados hasta de arco disectado, lo que intuitivamente se encuentra relacionado a los cuatro cambios de ambiente de depósito y procedencia en esta formación. Sin embargo, cabe resaltar que en los diagramas ternarios propuestos por Dickinson & Suczek (1979) y Marsaglia & Ingersoll (1992), al menos tres sitios caen o están cercanos a los campos de orógenos reciclados. Lo importante es que estos sitios son los pertenecientes a las calizas tipo grainstone y packstone; en otras palabras, estas muestras contienen muchos componentes calcáreos, que en estos diagramas (Fig. 4.14c-d) son descartados, no incluyéndose en ninguno de los vértices (Qt, F, L). De esta manera, puede argumentarse que estos diagramas no necesariamente pueden ser aplicables a todos los tipos de areniscas, debido a que, en algunos casos, las rocas pueden tender a ser más ricas en carbonatos y, por ende, sesgar la interpretación en estos diagramas.

La Fm. Masachapa ha sido considerada como una sucesión hemipelágica interaccionando con sedimentación turbidítica de ambiente profundo (Andjić *et al.*, 2018b; Struss *et al.*, 2007). Esto sugiere un cambio gradual de la CAS en el ascenso del nivel del mar o en la subsidencia de la cuenca. Por otro lado, el contacto con la Fm. Brito parece ser transicional, además de que este es ligeramente discordante. El cambio en la composición modal de éstas es progresivo. Sin embargo, los líticos volcánicos reaparecen, llegando a ser los más abundantes. Los resultados que arrojó la Fm. Masachapa están nuevamente asociados con una procedencia derivada de arco volcánico, indicando que éste se encuentra cerca o en conexión sedimentológica. Los líticos abundan sobre los minerales de Qz y F, que son indicadores de un menor grado de disección (Garzanti, 2019). La granulometría y geometría de los clastos en estas muestras sugiere poco transporte y por lo tanto una fuente cercana.

En cuanto a los resultados en los diagramas ternarios (QFL) de interpretación tectónica para procedencia de areniscas (Fig. 4.14), indican que la Fm. Masachapa se encuentra entre los campos de arco no disectado y transicional en todos los diagramas. No obstante, en este trabajo sólo se analizaron dos láminas, lo que implica un menor grado de control de la formación.

Por otro lado, en las tres formaciones estudiadas, la abundancia de los líticos metamórficos es casi nula (Fig. 4.15). Esto implica que el reciclaje de bloques corticales como el bloque de Chortís, no es algo evidente en la CAS. Es probable que la desconexión sedimentológica debido a la lejanía de la CAS al contacto con el bloque de Chortís (Fig. 2.1), es el factor principal para que no se presenten tantos líticos metamórficos y cuarzos metamórficos. Esto nos muestra que la CAS está registrando en su gran mayoría cambios tectónicos locales, como el caso de la Fm. Rivas al reciclar componentes de corteza oceánica, Esto al menos observado en la procedencia y con base en el análisis petrográfico de este estudio.

5.2. Procedencia de minerales magnéticos: diagénesis vs. metamorfismo de bajo grado.

La procedencia de minerales magnéticos es un tema que se ha abordado desde distintas perspectivas: procedencia de minerales opacos en general, sólo de magnetitas u óxidos de Fe en particular, etc. (p. ej. Basu & Molinaroli, 1989; Grigsby, 1990; Schneiderman, 1995). Sin embargo, como se ha abordado en los capítulos anteriores, gran parte de los minerales opacos que se observan en una lámina delgada corresponden a óxidos de Fe (con sus respectivas propiedades magnéticas), por ejemplo, magnetita (Mag), hematita (Hem), pirrotita (Po), greigita (Grg), entre algunos otros (*ver*: Harrison & Feinberg, 2009). Asimismo, un común denominador de estos minerales magnéticos es la sensibilidad que tienen a ser transformados, disueltos e incluso neoformados en distintos ambientes geológicos (p. ej. Dunlop *et al.*, 1997; Kars *et al.*, 2015). Asimismo, el estudio de las propiedades magnéticas de estos minerales son una herramienta útil para su caracterización, que en algunas ocasiones se ha observado, funcionan para identificar cambios en la procedencia de unidades sedimentarias (Kimbrough *et al.*, 1997; Panaiotu *et al.*, 2007). A continuación, se aborda la discusión de las propiedades magnéticas y procedencia de las tres formaciones geológicas estudiadas en este trabajo.

Dentro de las tres formaciones estudiadas en la CAS, la Fm. Rivas resultó ser la que tiene una mayor cantidad de minerales magnéticos (Tabla 4.1; Tabla 4.2; Fig. 4.15), observado tanto en las láminas delgadas, por la abundancia de opacos, y confirmada por las propiedades magnéticas, en especial por los valores altos de la susceptibilidad magnética, entre 894 y 3426 ($k \text{ SI}^{-5}$). Estos valores de k incluso llegan a ser más altos que los reportados para areniscas en general, esto visto en algunos sumarios de propiedades magnéticas (p. ej. Hunt *et al.*, 1995). Por otra parte, la identificación de los minerales magnéticos con base en las curvas de susceptibilidad magnética vs. alta y baja temperatura, muestran que en su gran mayoría las areniscas volcanosedimentarias de la Fm. Rivas, están conformadas por Mag, y quizá en menor proporción por Ti-Mag40 o Grg. Lo anterior es evidente por los altos valores de susceptibilidad que son aportados por las Mag. Esta abundancia de minerales magnéticos abre la posibilidad a dos escenarios: (1) que la procedencia de esta formación es una roca rica en Mag y Ti-Mag40; o (2) que la Fm. Rivas, probablemente está registrando un proceso secundario que neoforma minerales magnéticos, en especial Mag, como puede ser la subsidencia de la cuenca. A continuación, se discuten ambos escenarios.

Según la procedencia analizada en la petrografía, se identificó que la Fm. Rivas está reciclando un arco volcánico basáltico a intermedio y parte de una sucesión ofiolítica. Lo anterior empata al ser ambas fuentes ricas en minerales magnéticos en especial de Mag (Borradaile *et al.*, 2010; Hunt *et al.*, 1995). Por otro lado, la subsidencia de la CAS es un escenario muy probable. Struss *et al.* (2007) reportan que la CAS sufrió un enterramiento al menos de 3000 m en la Fm. Brito, esto implica que la Fm. Rivas se enterró al menos 1000 m más. Lo anterior implicaría que la parte basal de la CAS probablemente sufrió metamorfismo de bajo grado (200–300 °C). En las láminas delgadas de la Fm. Rivas, también se identificó Chl no detrítica, lo que implica que está se formó por un proceso de enterramiento (Merriman, 2005). Así, tomando en cuenta lo anterior, si el enterramiento se dio a niveles donde se formó la Chl, esto significaría que esta parte de la cuenca alcanzó una temperatura entre 200 a 300 °C (Merriman, 2005), intervalos donde se neoforma Mag y Po (Kars *et al.*, 2015), sólo que en este estudio no se identificó Po. Asimismo, una tercera opción es que ambos escenarios estén ligados, siendo uno u otro de mayor proporción, pero aportando un gran contenido de minerales magnéticos a la Fm. Rivas.

Kimbrough *et al.* (1997) lograron identificar cambios en las facies de abanicos submarinos con base en la susceptibilidad magnética observada en afloramientos. Asimismo, en este estudio también se logró identificar cambios sustanciales en las formaciones con base en la k , como se observa en la figura 4.15, en especial, el caso de la zona de transición. Como se observa en la figura 4.15, la disminución gradual de la K e incluso del porcentaje de Mag, entre las Fms. Rivas y Brito, indican una disminución del aporte de minerales magnéticos en dicha zona, siendo una posibilidad que el arco volcánico cese o se aleje, y que la fuente del complejo ofiolítico disminuya o sea desconectada sedimentológicamente. Lo anterior se relaciona muy bien con las observaciones del análisis petrográfico, en que conforme se sube estratigráficamente, la disminución de monominerales de Cpx, Opx y Amp es evidente. Permitiendo vislumbrar que la asociación de altos porcentajes de Mag y k están ligados a estos monominerales.

Por su parte, la Fm. Brito tiende a presentar una disminución mayor en el aporte de minerales magnéticos, hasta ser casi nula su presencia, típico de rocas con abundantes carbonatos (Hunt *et al.*, 1995). Solamente a la base, en la zona de transición, y en la parte media y cima de la formación, la k aumenta (Fig. 4.15). Este aumento de k se encuentra vinculado con el aumento en el aporte de líticos volcánicos, que incluyen minerales opacos, y en algunos casos con líticos metamórficos. Lo anterior estaría reforzando la idea de que nuevamente reaparece la fuente de un arco volcánico e incluso (re)aparece una nueva fuente de rocas metamórficas. Estas variaciones dentro de una formación o entre formaciones, cuando cesa o inicia la fuente de un arco volcánico, ya se ha reportado en otras ocasiones con base en los cambios de k , como el caso de los Cárpatos (Panaiotu *et al.*, 2007). De igual manera, esta tendencia continúa en la Fm. Masachapa, tanto para las muestras analizadas en la base como en la parte media (Fig. 4.15).

De esta manera, los resultados de propiedades magnéticas muestran un refuerzo a las observaciones realizadas en la petrografía, develando parte de la información de la procedencia e incluso de los cambios entre formaciones geológicas.

5.3. Evolución de la Cuenca de Antearco de Sandino desde el Cretácico Tardío al Mioceno Temprano: dinámica de la placa en subducción.

La CAS yace sobre una margen activa donde se han registrado diversos procesos de acreción, compresión, extensión y hasta erosión³ (Noda, 2016; Stephens, 2014). Dichos procesos son producto de la interacción entre las placas circundantes: Placa de Farallón-Cocos con la corteza de Centro América (i.e. porción occidental de la CAR; también bloque de Chortís, Terreno Siuna-MCOT y Terreno Manzanillo).

Una pieza clave para entender la evolución tectónica del occidente de la CAR parte de conocer la dinámica de la Placa de Farallón-Cocos. Durante el Cretácico Tardío y hasta el Oligoceno Tardío, la placa que subdujo debajo de la corteza de Centro América fue la Placa de Farallón. Posteriormente, la Placa de Farallón se fracturó formando las Placas de Cocos y Nazca, esto ocurrió aproximadamente entre 23–25 Ma (Lonsdale, 2005), durante el Oligoceno Tardío. Durante estos procesos de la dinámica de la placa en subducción, ocurrieron cambios de ángulo y velocidad de la placa que afectaron directamente a toda la zona en subducción, incluyendo la cuenca de antearco y el arco.

Algunas evidencias en la literatura, al igual que en este trabajo, reportan sedimentos derivados de arco relacionados a la zona de subducción desde el Campaniano (p. ej. Andjić *et al.*, 2018b; Astorga, 1988; Hodgson, 2000). Las rocas producto de este proceso han sido ignoradas y rezagadas a su análisis (Alvarado *et al.*, 2007; Hodgson, 2000). Sin embargo, la evidencia y registro de este tipo de materiales sugiere la existencia de un arco volcánico previo al reconocido AVCA (*ver*: Capítulo 2). Este “paleo-arco volcánico” se presenta desde Guatemala hasta Costa Rica de manera discreta (Alvarado *et al.*, 2007). La composición de las rocas derivadas del magmatismo sugiere la interacción con terrenos alóctonos (Alvarado *et al.*, 2007). Después de la instauración del CLIP, prosiguieron diversas acreciones de terrenos asociados a vulcanismo de pluma (e. g. Complejo Nicoya, entre otros), así como de montes submarinos (terrenos tipo Osa, entre otros). Estos choques favorecieron/menguaron la actividad volcánica sobre la placa cabalgante (p. ej. Arco Berrugate; Andjić *et al.*, 2018a). Posteriormente, el paleo-arco comenzó a migrar, que, de acuerdo con los resultados obtenidos

³ Algunos autores han clasificado la Cuenca de Antearco de Sandino como erosiva por la ausencia de un prisma acrecional, asociado a la subducción de la placa Cocos-Farallón.

en este estudio, ha permitido observar que la migración del paleo-arco probablemente sucedió poco antes del Maastrichtiano (Fig. 5.2a), debido al ambiente de depósito y componentes clásticos que recicla la Fm. Rivas; de otra forma las rocas tendrían una afinidad más volcánica. Adicionalmente, Whattam & Stern (2016), reportan una traza de empobrecimiento de elementos hacia el este de Nicaragua. Esta tendencia puede estar asociada a una placa “escalonada” (*steeper*) y a la extensión de la placa superior. Considerando la migración del arco volcánico, Walther *et al.*, (2000), propone que el mecanismo que generó el cambio en el ángulo de subducción de la placa fue la acreción de terrenos derivados de la placa Farallón, que bien pudieron añadir volumen a la placa superior o generar un mayor acoplamiento entre ambas placas (Fig. 5.2b) (i.e. el ángulo de la placa en subducción se vuelve más horizontal).

En cualquier caso, la placa superior no registró metamorfismo asociado, lo cual suele ser común en la cuenca de antearco (Andjić *et al.*, 2018a), por el contrario, este acoplamiento resultó en el levantamiento de la porción externa del antearco en la zona sur de la CAS durante el depósito de la Fm. Rivas. La evolución del *outer-high*, permitió que la Fm. Sapoá se depositara, como un parche calcáreo evidenciando el nivel que alcanzó este segmento de la cuenca (Ranero *et al.*, 2000; Andjić *et al.*, 2018b). Este régimen de subducción se mantuvo con un comportamiento cuasi-constante hasta el Oligoceno-Mioceno generando levantamientos en la CAS que permitieron la formación, por ejemplo, de las facies de grainstone de bioclastos en la Fm. Brito (Fig. 5.2).

Por otro lado, en el límite Oligoceno-Mioceno, la configuración geodinámica de las placas convergentes sufrió un reacomodo. Alvarado *et al.* (2007) y Hodgson (2000), entre otros, proponen la reanudación en la migración del arco hacia la trinchera aproximadamente en el Oligoceno Tardío. Esta idea de retroceso se asocia a un mecanismo de *slab rollback*, o retroceso de la placa en subducción que generó la migración del arco en el límite Paleógeno-Neógeno (Fig. 5.2c) (Weinberg, 1992; Funk *et al.*, 2009). Wilson (1996), propone un aumento en la tasa de expansión del piso oceánico, como mecanismo generador del retroceso de la placa en subducción (Placa de Farallón), la cual, también es respuesta del proceso que segmenta en dos partes a la Placa de Farallón (Barckhausen *et al.*, 2008; Lonsdale, 2005). Adicionalmente, a la segmentación de esta placa, el ángulo de convergencia cambió, originando deformación en la CAS, que se ve presente en el “evento Argonaut”, caracterizado

en la sismica de la CAS (Fig. 5.1) (Andjić *et al.*, 2018b). Además, en la placa superior se ha reportado una migración del arco volcánico en dirección a la trinchera desde el Oligoceno (Alvarado *et al.*, 2007; Enhrenborg, 1996; Jordan *et al.*, 2007). El vulcanismo generado durante este retroceso es de tipo basáltico-andesítico y está representado en facies de rocas medias a proximales, como lo también reportado en la cima de la Fm. Brito y la Fm. Masachapa. A partir del emplazamiento de esta “nueva” configuración tectónica, no se ha registrado un cambio en el ángulo de subducción (Stephens, 2014), y en cambio, la CAS pasó de un régimen compresivo a uno extensional. El nuevo sistema de esfuerzos se vio reflejado en la placa superior generando la Depresión de Nicaragua.

Desde otra perspectiva, desde el Cretácico Tardío, los primeros depósitos de la CAS involucran detritos volcaniclasticos; los más antiguos se encuentran al sur de la cuenca derivando de un basamento basáltico (i.e. Complejo Nicoya), formados sobre una cuenca recién formada y producto de erosión de zonas superiores al nivel de la cuenca (Andjić *et al.*, 2018a). Subsecuentemente, se depositaron unidades volcániclasticas sobre toda la CAS. Sin embargo, al sur de la cuenca se reportan parches carbonatados (p. ej. Fm. Sapoá), que se explican como el producto del levantamiento de la cuenca. El levantamiento está asociado con un cambio en el ángulo de subducción derivado de la acreción de montes submarinos (Andjić *et al.*, 2018b; Andjić *et al.*, 2018a). El registro de esta acreción solamente se observa en el segmento sur de la CAS (Fig. 5.1), mientras que la zona centro y norte permanecieron en niveles profundos durante el Cretácico Tardío al Paleógeno (Andjić *et al.*, 2018a).

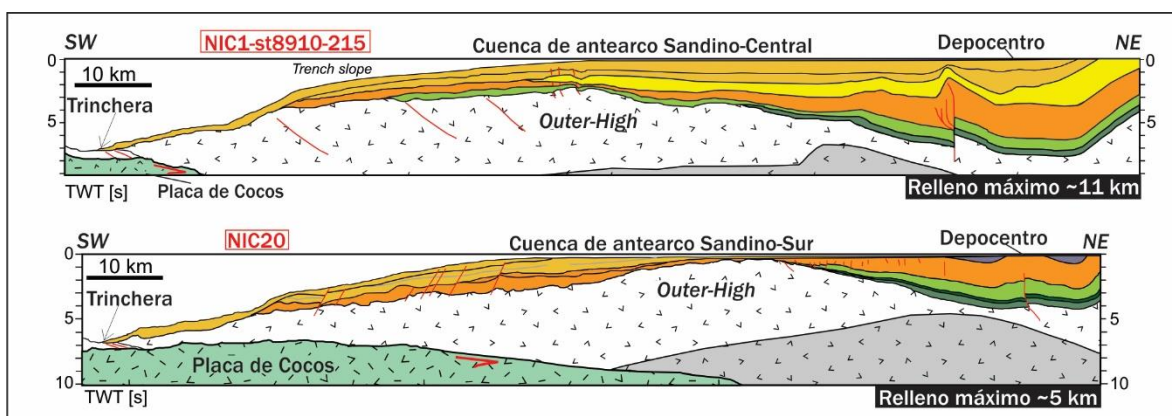


Figura 5.1. Secciones de la CAS mostrando las unidades obtenidas con base en la sismica. El color de las unidades es el mismo que el mostrado en la columna estratigráfica de la figura 2.2; de la misma manera, las

secciones se presentan en ese mismo mapa (Modificado de Ranero *et al.*, 2000; Berhorst, 2006; Sállares *et al.*, 2013).

Al mismo tiempo, la CAS se encontraba en proceso de subsidencia debido a la carga de sedimentos que se acumulaban. Este proceso permitió la deposición en facies profundas y distales de la Fm. Rivas, la cual reciclaba el material volcánico de un arco inactivo de manera continua y relativamente sin deformación (Stephens, 2014; Fig. 5.2a).

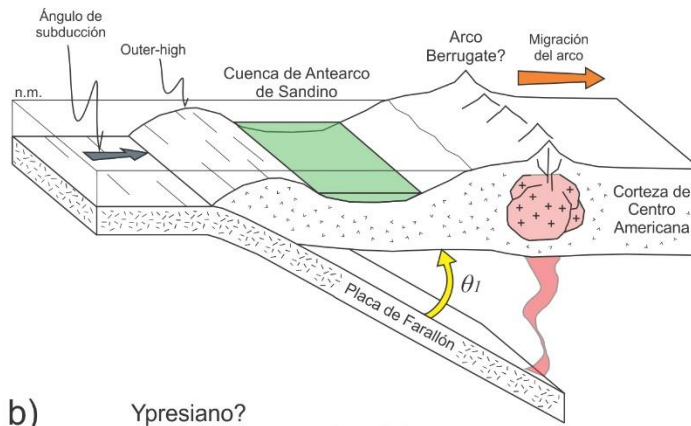
Continuamente, durante el Eoceno y hasta el Oligoceno Medio, se depositaron en la CAS facies carbonatadas (Fig. 5.2b-c). Andjić *et al.*, (2018a), asocia estas facies a la acreción de montes submarinos, terrenos tipo Osa, cómo los que se reportan al sur de Costa Rica y en Panamá (*ver* Fig. 2.2a). Sin embargo, ni en Nicaragua, ni al noroeste de Costa Rica, se tiene evidencia de este proceso. Además de que ya se ha discutido la posible presencia de un arco volcánico en la región centro y este de Nicaragua, como probable continuación espacial y temporal del Arco Berrugate. Por otra parte, en el Eoceno, se propone la migración del arco volcánico, terminando así con el proceso de subsidencia de la CAS. En efecto, este acoplamiento entre ambas placas (superior e inferior), generó el levantamiento del *outer-high*, formando una barrera para el transporte de sedimentos (Ranero *et al.*, 2000), y la precipitación de rocas carbonatadas (Fig. 5.2b). Otros escenarios propuestos para la generación de estas facies carbonatadas de la Fm. Brito, están relacionadas con los cambios del nivel del mar. Mann (2007) asocia la localización de la CAS a latitudes subtropicales en el Eoceno, sugiriendo una posible influencia de los cambios eustáticos globales en la cuenca. Adicionalmente, el nivel del mar descendió (Miller *et al.*, 2005), pero en conjunto con la subsidencia de la cuenca, y al mismo tiempo se pudieron formar depósitos de abanicos medios a distales, como los que reportan Lang *et al.* (2017), en su trabajo. Pese a las posibilidades de este escenario, los datos de perfiles sísmicos sugieren que los cambios geológico-tectónicos tienen una mayor influencia sobre los cambios eustáticos (Stephens, 2014; Fig. 5.2b).

La Fm. Brito se depositó en este ambiente geológico. No obstante, la Fm. Brito no es completamente homogénea: hacia la cima, los resultados de este trabajo sugieren que la fuente volcánica se reactivó generando cada vez más líticos volcánicos; y donde las facies carbonatadas fueron mermando poco a poco hasta el depósito de la Fm. Masachapa. Para el

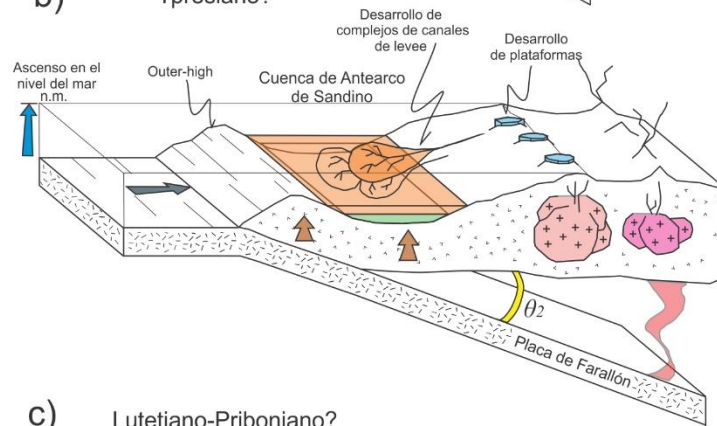
Oligoceno Tardío–Mioceno Temprano, la CAS registró un proceso de retroceso de la placa. Por lo tanto, la migración del arco fue inherentemente hacia la trinchera y con este el régimen de subsidencia de la zona de antearco (Fig. 5.2d) (Alvarado *et al.*, 2007).

Para la Fm. Masachapa se logró alcanzar la zona externa del antearco, sugiriendo subsidencia del *outer-high*, incluso como lo reporta la sedimentación en la sísmica (Fig. 5.1) (Stephens, 2014). No obstante, considerando la acreción de terrenos al margen oeste de la placa CAR, la configuración de la CAS fue diferencial (Fig. 5.1). El proceso de *slab rollback* provocó que la CAS cambiará de un régimen compresivo principalmente, a uno extensivo, lo que significa la relajación tectónica y una reanudación de los depósitos distales y profundos. Este régimen favoreció el depósito de detritos derivados de arco volcánico cercanos a la cuenca, culminando en estratos producto del depósito de ceniza volcánica (i.e. Fm. El Fraile; Alvarado *et al.*, 2007; Ehrenborg, 1996; Stephens, 2014; Weinberg, 1992; Fig. 5.2c).

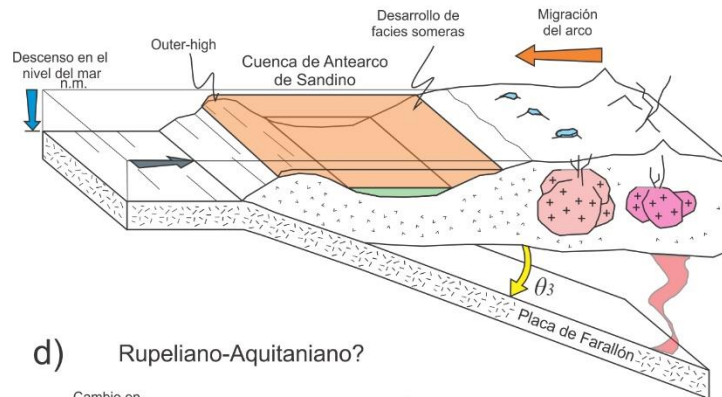
a) Maastrichtiano-Thanetiano



b) Ypresiano?



c) Lutetiano-Priboniano?



d) Rupeliano-Aquitano?

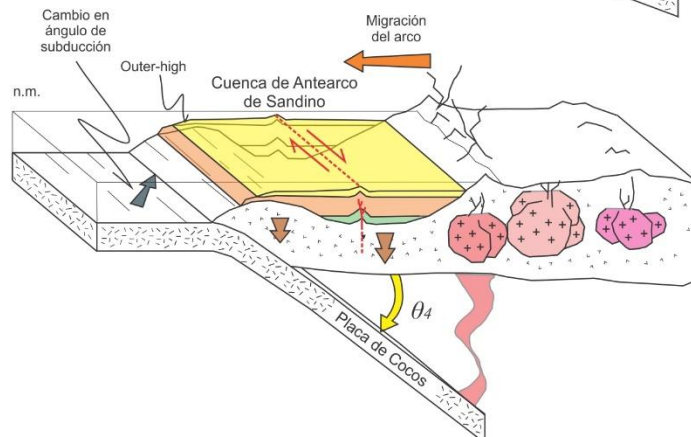


Fig. 5.2. Modelos de evolución tectónica con base en el registro obtenido del análisis petrográfico y de propiedades magnéticas de las formaciones Rivas, Brito y Masachapa de la CAS. a) Modelo propuesto para el Maastrichtiano-Thantetiano, tiempo de depósito de la Fm. Rivas. b) Modelo para el Ypresiano en adelante, tiempo de depósito de la zona de transición entre las Fms. Rivas y Brito. c) Modelo para el Lutetiano-Priboniano, tiempo de depósito de las facies más calcáreas de la CAS y el comienzo del depósito de la cima de la Fm. Brito. d) Modelo para el Rupeliano-Aquitano, tiempo de depósito de la Fm. Masachapa. Los valores de θ se indican en el texto.

Dado lo anterior, las formaciones geológicas de Rivas, Brito y Masachapa, muestran en un periodo de cerca de 45 Ma, el registro geodinámico de la Placa de Farallón-Cocos, donde los cambios de ángulo (θ) de esta placa en subducción, determinan en primer orden los ambientes de depósito y la procedencia de las areniscas de la CAS, observadas tanto en la petrografía como en las propiedades magnéticas. Sin dejar de mencionar todas las consecuencias en la placa superior. Estos cambios de ángulo, donde $\theta_4 > \theta_1 > \theta_3 = \theta_2$, como se muestra en la figura 5.2, dejan abiertas al menos dos ramas de investigación: la primera, sobre los procesos físicos que imperan en la placa en subducción para que en un tiempo de cerca de 45 Ma, la inclinación de la placa sea más somera y posteriormente se vuelva a inclinar más; y la segunda, la dificultad de la investigación acerca del registro geológico del paleo-arco en la porción central y este de Nicaragua, principalmente porque es una región de difícil acceso y casi inexplorada.

6. Conclusiones

1. La CAS, por su exposición costa-adentro, representa una cuenca de antearco de clase mundial para hacer estudios tanto geológicos como geofísicos como lo han expuesto otros autores (Andjić *et al.*, 2018a).
2. A pesar de que esta cuenca ha sido subestimada geológicamente, ésta conserva el registro geológico continuo de diversos eventos tectónicos, al menos en un periodo de 45 Ma.
3. A partir del análisis de 18 láminas delgadas dentro del registro sedimentario de la CAS, se pueden identificar variaciones composicionales, resultado de cambios en el ambiente de depósito y variación del nivel del mar. Estas variaciones evidencian cambios tectónicos en la zona de antearco y arco.
4. Dentro del registro sedimentario analizado en este trabajo, no hay una evidencia contundente de que la CAS haya registrado la colisión de terrenos tipo continente-arco de islas, como el bloque de Chortís y Terreno Siuna-MCOT. No obstante, se muestra el reciclaje de corteza oceánica de origen basáltico probablemente procedente del Complejo Nicoya.
5. Las propiedades magnéticas en cada formación presentaron características distintivas: una firma magnética. Esto permitió diferenciarlas, así como reforzar parte de la evolución y procedencia de la cuenca.
6. Los ascensos y descensos del nivel de mar, registrados en la estratigrafía no están relacionados a cambios eustáticos de nivel global, sino más bien a la tectónica en la margen convergente entre las Placas de Farallón-Cocos y Caribe.
7. Con base en las observaciones petrográficas y de propiedades magnéticas, se confirmó el enterramiento de la CAS, afectando a la Fm. Rivas con un probable metamorfismo de bajo grado.
8. Con base en los datos obtenidos en este trabajo se propone que la CAS, en su porción central, Nicaragua, registró la migración del arco hacia la zona de trasarco en el Paléogeno-Eoceno y luego hacia la trinchera desde el Oligoceno.
9. Por último en este trabajo también se documentaron los ambientes de depósito en la CAS, como:

- i. La Fm. Rivas se formó en un ambiente profundo donde se depositaron turbiditas volcanoclásticas con escasa presencia de foraminíferos bentónicos y planctónicos retrabajados.
- ii. El ambiente de depósito de la zona de transición está determinado por una sucesión turbidítica derivada de material volcánico con cementante calcáreo.
- iii. La Fm. Brito registró cuatro tipos de facies carbonatadas: la primera como la zona de transición, la segunda representada por grainstones de bioclastos, que precipitó en un ambiente de plataforma interna, y se encuentra en la base de la formación; la tercera, se caracteriza por calizas packstones de foraminíferos planctónicos formadas en un ambiente de talud; y la cuarta como turbiditas volcanoclásticas con foraminíferos retrabajados.
- iv. La Fm. Masachapa registra el retroceso de la placa y la migración del arco volcánico hacia la trinchera. La sucesión turbidítica que la representa contiene una gran cantidad de productos erosivos derivados de vulcanismo.

10. De acuerdo con los datos obtenidos en este trabajo, la CAS representa un laboratorio natural para el estudio de procesos tectónicos y geológicos que se pueden dar en una margen convergente.

Referencias

- Alonso-Henar, J., Álvarez-Gómez, J. A., & Martínez-Díaz, J. J. (2017). Neogene-quaternary evolution from transpressional to transtensional tectonics in Northern Central America controlled by cocos: Caribbean subduction coupling change. *Journal of Iberian Geology*, 43(3), 519–538. <https://doi.org/10.1007/s41513-017-0034-2>
- Alvarado, G. E., Dengo, C., Martens, U., Bundschuh, J., Aguilar, T., & Bonis, S. B. (2007). Stratigraphy and geologic history. In J. Bundschuh & G. E. Alvarado (Eds.), *Central America: Geology, Resources and Hazards* (pp. 345–394). Taylor & Francis.
- Andjić, G., Baumgartner-Mora, C., & Baumgartner, P. O. (2016). An upper Paleogene shallowing-upward sequence in the southern Sandino Forearc Basin (NW Costa Rica): response to tectonic uplift. *Facies*, 62(2), 1–35. <https://doi.org/10.1007/s10347-016-0463-y>
- Andjić, G., Baumgartner-Mora, C., Baumgartner, P. O., & Petrizzo, M. R. (2018 b). Tectono-stratigraphic response of the Sandino Forearc Basin (N-Costa Rica and W-Nicaragua) to episodes of rough crust and oblique subduction. *The Depositional Record*, (July 2017), 90–132. <https://doi.org/10.1002/dep2.40>
- Andjić, G., Baumgartner, P. O., & Baumgartner-Mora, C. (2018a). Rapid vertical motions and formation of volcanic arc gaps: Plateau collision recorded in the forearc geological evolution (Costa Rica margin). *Basin Research*, 30(5), 863–894. <https://doi.org/10.1111/bre.12284>
- Andjić, G., Baumgartner, P. O., & Baumgartner-Mora, C. (2019). Collision of the Caribbean Large Igneous Province with the Americas: Earliest evidence from the forearc of Costa Rica. *Geological Society of America Bulletin*. <https://doi.org/10.1130/B35037.1>
- Arengi, J. T., & Hodgson, G. V. (2000). Overview of the geology and mineral industry of nicaragua. *International Geology Review*, 42(1), 45–63. <https://doi.org/10.1080/00206810009465069>
- Astorga, A. (1988). Geodinámica de las cuencas del Cretacio Superior-Paleógeno de la región "Forearc" del sur de Nicaragua y Norte de Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*. <https://doi.org/10.15517/RGAC.V0I09.12959>
- Bandini, A. N., Flores, K. E., Baumgartner, P. O., Jackett, S.-J., & Denyer, P. (2008). Late Cretaceous and Paleogene radiolaria from the Nicoya Peninsula, Costa Rica: a tectonostratigraphic application. *Stratigraphy*, 5, 3–21.
- Barat, F., Mercier de Lépinay, B., Sosson, M., Müller, C., Baumgartner, P. O., & Baumgartner-Mora, C. (2014). Transition from the Farallon Plate subduction to the collision between South and Central America: Geological evolution of the panama isthmus. *Tectonophysics*, 622, 145–167. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.03.008>
- Barckhausen, U., Ranero, C. R., Cande, S. C., Engels, M., & Weinrebe, W. (2008). Birth of an intraoceanic spreading center. *Geology*, 36(10), 767–770. <https://doi.org/10.1130/G25056A.1>
- Basu, A., & Molinaroli, E. (1989). Provenance Characteristics of Detrital Opaque Fe-Ti Oxide Minerals. *Journal of Sedimentary Research*, 59(6), 922–934. <https://doi.org/10.1306/212F90B6-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Baumgartner, P. O., & Denyer, P. (2006). Evidence for middle Cretaceous accretion at Santa Elena Peninsula (Santa Rosa Accretionary Complex), Costa Rica. *Geologica Acta*, 4(1–2), 179–191. <https://doi.org/10.1344/105.000000364>
- Baumgartner, P. O., Flores, K. E., Bandini, A. N., Girault, F., & Cruz, D. (2008). Upper Triassic to Cretaceous radiolaria from Nicaragua and Northern Costa Rica - The Mesquito Composite Oceanic Terrane. *Ofioliti*, 33(1), 1–19. <https://doi.org/10.4454/OFIOLITI.V33I1.356>
- Berhorst, A. (2006). *Die Struktur des aktiven Kontinentalhangs vor Nicaragua und Costa Rica - marin-*

seismische Steil- und Weitwinkelmessungen. Christian-Abrechts-Universität zu Kiel.

- Bernardo, L. M., & Bartolini, C. (2015). Petroleum Source Rock Analysis in the Western Caribbean Region: An Overview. In C. Bartolini & P. Mann (Eds.), *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* (pp. 587–613). The American Association of Petroleum Geologist, Repsol and Anadarko.
- Borradaile, G. J., Lagroix, F., Hamilton, T. D., & Trebilcock, D. A. (2010). Ophiolite tectonics, rock magnetism and palaeomagnetism, Cyprus. In *Surveys in Geophysics* (Vol. 31). <https://doi.org/10.1007/s10712-009-9090-2>
- Boschman, L. M., van Hinsbergen, D. J. J., Torsvik, T. H., Spakman, W., & Pindell, J. L. (2014). Kinematic reconstruction of the caribbean region since the early jurassic. *Earth-Science Reviews*, 138, 102–136. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.08.007>
- Buchs, D.M., Baumgartner, P.O., Baumgartner-Mora, C., Bandini, A.N., Jackett, S.-J., Diserens, M.-O., Stucki, J., 2009. Late Cretaceous to Miocene seamount accretion and mélange formation in the Osa and Burica Peninsulas (Southern Costa Rica): episodic growth of a convergent margin. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 328, 411 LP – 456. doi:10.1144/SP328.17
- Buchs, D. M., Baumgartner, P. O., Baumgartner-Mora, C., Flores, K. E., & Bandini, A. N. (2011). Upper Cretaceous to Miocene tectonostratigraphy of the Azuero area (Panama) and the discontinuous accretion and subduction erosion along the Middle American margin. *Tectonophysics*, 512(1–4), 31–46. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.09.010>
- Butler R. (1992). *PALEOMAGNETISM: Magnetic Domains to Geologic Terranes* (2004th ed.). Portland, Oregon: Blackwell Scientific Publications.
- Clift, P., & Vannucchi, P. (2004). Controls on Tectonic Accretion Versus Erosion in Subduction Zones: Implications for the Origin and Recycling of the Continental Crust. *Review of Geophysics*, 42(2), RG2001. <https://doi.org/10.1029/2003RG000127>
- Critelli, S., Marsaglia, K. M., & Busby, C. J. (2002). Tectonic history for a Jurassic back-arc basin sequence (The Grand Cañon Formation, Cedros Island, Mexico), based on a compositional modes of tuffaceous deposits. *Geological Society Of America Bulletin*, 114(5), 515–527. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2002\)114](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2002)114)
- DeMets, C., Rogers, R. D., & Turner, H. L. (2007). Present motion and deformation of the Caribbean plate: Constraints from new GPS geodetic measurements from Honduras and Nicaragua. In P. Mann (Ed.), *Geologic and tectonic development of the Caribbean plate boundary in northern Central America* (Vol. 428, pp. 21–36). [https://doi.org/10.1130/2007.2428\(02\)](https://doi.org/10.1130/2007.2428(02)).
- Denyer, P., & Gazel, E. (2009). The Costa Rican Jurassic to Miocene oceanic complexes: Origin, tectonics and relations. *Journal of South American Earth Sciences*, 28(4), 429–442. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.04.010>
- Dickinson, W. R. (1985). Interpreting Provenance Relations from Detrital Modes of Sandstones. In G. G. Zuffa (Ed.), *Provenance of Arenites* (pp. 333–361). https://doi.org/10.1007/978-94-017-2809-6_15
- Dickinson, W. R. (1995). Forearc basins. In R. V. Busby, C.J., and Ingersoll (Ed.), *Tectonics of Sedimentary Basins* (pp. 221–261). Oxford, UK: Blackwell Science.
- Dickinson, W. R., & Seely, D. R. (1979). Structure and Stratigraphy of Forearc Regions. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 63(1), 2–31. <https://doi.org/10.1306/c1ea55ad-16c9-11d7-8645000102c1865d>
- Dickinson, W. R., & Suczek, C. A. (1979). Plate Tectonics and Sandstone Compositions. *AAPG Bulletin*, 63(12), 2164–2182.
- Diebold, J. (2009). Submarine volcanic stratigraphy and the Caribbean LIP's formational environment. *Geological Society, London, Special Publications*, 328(1), 799 LP-808. <https://doi.org/10.1144/SP328.30>

- Donnelly, T., Horne, G., Finch, R., & López-Ramos, E. (1990). Northern Central America: The Maya and Chortis Blocks. In G. Dengo & J. E. Case (Eds.), *Geology of North America, H: The Caribbean Region* (pp. 339–374). Boulder, Colorado, USA: Geological Society of America.
- Dunham, R. J. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional textures.
- Dunlop, D.J., Schmidt, P.W., Özdemir, Ö., Clark, D.A., 1997. Paleomagnetism and paleothermometry of the Sydney Basin 1. Thermoviscous and chemical overprinting of the Milton Monzonite. *J. Geophys. Res.* 102, 271–283.
- Dunlop, D. J. (2002). Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. *Journal of Geophysical Research*, 107(B3), 2056. <https://doi.org/10.1029/2001JB000486>
- Dunlop, D. J., & Özdemir, Ö. (2015). Magnetizations in Rocks and Minerals. In *Treatise on Geophysics: Second Edition* (Vol. 5, pp. 255–308). <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53802-4.00102-0>
- Ehrenborg, J. (1996). A new stratigraphy for the Tertiary volcanic rocks of the Nicaraguan Highland. *Geological Society of America Bulletin*, 108(7), 830–842. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1996\)108<0830:ANSFTT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1996)108<0830:ANSFTT>2.3.CO;2)
- Embry III, A. F., & Klovan, J. E. (1971). A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, NWT. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 19(4), 730–781.
- Encinas, A., Finger, K. L., Buatois, L. A., & Peterson, D. E. (2012). Major forearc subsidence and deep-marine Miocene sedimentation in the present Coastal Cordillera and Longitudinal Depression of south-central Chile (38°30' S-41°45'S). *Geological Society of America Bulletin*, 124(7–8), 1262–1277. <https://doi.org/10.1130/b30567.1>
- Escuder-Viruete, J., & Baumgartner, P. O. (2014). Structural evolution and deformation kinematics of a subduction-related serpentinite-matrix mélange, Santa Elena peninsula, northwest Costa Rica. *Journal of Structural Geology*, 66, 356–381. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2014.06.003>
- Escuder-Viruete, J., Baumgartner, P. O., & Castillo-Carrión, M. (2015). Compositional diversity in peridotites as result of a multi-process history: The Pacific-derived Santa Elena ophiolite, northwest Costa Rica. *Lithos*, 231, 16–34. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.05.019>
- Flores, K. E., Skora, S., Martin, C., Harlow, G. E., Rodríguez, D., & Baumgartner, P. O. (2015). Metamorphic history of riebeckite- and aegirine-augite-bearing high-pressure-low-temperature blocks within the Siuna Serpentinite Mélange, northeastern Nicaragua. *International Geology Review*, 57(5–8), 943–977. <https://doi.org/10.1080/00206814.2015.1027747>
- Folk, R. L. (1974). Petrology of sedimentary rocks: Austin. *Texas, Hemphill*, 182.
- Frisch, W., Meschede, M., & Blakey, R. (2011). Plate Tectonics. Continental Drift and Mountain Building. In *Plate Tectonics*. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-76504-2>
- Fuller, C. W., Willett, S. D., & Brandon, M. T. (2006). Formation of forearc basins and their influence on subduction zone earthquakes. *Geology*, 34(2), 65–68. <https://doi.org/10.1130/G21828.1>
- Funk, J., Mann, P., McIntosh, K. D., & Stephens, J. H. (2009). Cenozoic tectonics of the Nicaraguan depression, Nicaragua, and Median Trough, El Salvador, based on seismic-reflection profiling and remote-sensing data. *Geological Society of America Bulletin*, 121(11–12), 1491–1521. <https://doi.org/10.1130/B26428.1>
- García-Amador, B.I., Alva-Valdivia, L.M., Palacios-García N.B., Pompa-Mera, V. (2019). Paleomagnetism and geochronology of the Early Cretaceous Dipilto Batholith (NW-Nicaragua): Chortís block large rotation respect to SW-North America. *Sometido en Tectonics*.
- Garzanti, E. (2016). From static to dynamic provenance analysis-Sedimentary petrology upgraded. *Sedimentary Geology*, 336, 3–13. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2015.07.010>

- Garzanti, E., 2019. Petrographic classification of sand and sandstone. *Earth-Science Rev.* 192, 545–563. doi:10.1016/J.EARSCIREV.2018.12.014
- Garzanti, E., Limonta, M., Resentini, A., Bandopadhyay, P. C., Najman, Y., Andò, S., & Vezzoli, G. (2013). Sediment recycling at convergent plate margins (indo-burman ranges and andaman-nicobar ridge). *Earth-Science Reviews*, 123, 113–132. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.04.008>
- Garzanti, E., Vezzoli, G., 2007. A Classification of Metamorphic Grains in Sands Based on their Composition and Grade. *J. Sediment. Res.* 73, 830–837. doi:10.1306/012203730830
- Gazel, E., Alvarado, G. E., Obando, J., & Alfaro, A. (2005). Geología y evolución magmática del Arco de Sarapiquí, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 32, 13–31. <https://doi.org/https://doi.org/10.15517/rgac.v0i32.4242>
- Geist, E. L., Fisher, M. A., & Scholl, D. W. (1993). Large-scale deformation associated with ridge subduction. *Geophysical Journal International*, 115(2), 344–366. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1993.tb01191.x>
- Geldmacher, J., Hoernle, K., van den Bogaard, P., Hauff, F., & Klügel, A. (2008). Age and geochemistry of the central American forearc basement (DSDP Leg 67 and 84): Insights into mesozoic arc volcanism and seamount accretion on the fringe of the Caribbean LIP. *Journal of Petrology*, 49(10), 1781–1815. <https://doi.org/10.1093/petrology/egn046>
- Gerya, T. V., Fossati, D., Cantieni, C., & Seward, D. (2009). Dynamic effects of aseismic ridge subduction: numerical modelling. *European Journal of Mineralogy*, 21(3), 649–661. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2009/0021-1931>
- Godínez-Urban, A., Molina-Garza, R. S., Geissman, J. W., & Wawrzyniec, T. (2011). Paleomagnetism of the Todos Santos and La Silla Formations, Chiapas: Implications for the opening of the Gulf of Mexico. *Geosphere*, 7(1), 145–158. <https://doi.org/10.1130/GES00604.1>
- Grigsby, J. D. (1990). Detrital Magnetite as a Provenance Indicator. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60(6), 940–951.
- Gutscher, M.-A., Spakman, W., Bijwaard, H., & Engdahl, E. R. (2000). Geodynamics of flat subduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin. *Tectonics*, 19(5), 814–833. <https://doi.org/10.1029/1999TC001152>
- Guzmán-Speziale, M., & Meneses-Rocha, J. J. (2000). The North America–Caribbean plate boundary west of the Motagua–Polochic fault system: a fault jog in Southeastern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 13(4–5), 459–468. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(00\)00036-5](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(00)00036-5)
- Harrison, R. J., & Feinberg, J. M. (2009). Mineral Magnetism: Providing New Insights into Geoscience Processes. *Elements*, 5(4), 209–215. <https://doi.org/10.2113/gselements.5.4.209>
- Hauff, F., Hoernle, K., van den Bogaard, P., Alvarado, G. E., & Garbe-Schönberg, D. (2000). Age and geochemistry of basaltic complexes in western Costa Rica: Contributions to the geotectonic evolution of Central America. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 1(5). <https://doi.org/10.1029/1999GC000020>
- Hodgson, G. V. (2000). *Geología Regional de Nicaragua: Introducción al Léxico Estratigráfico de Nicaragua*. 1–178.
- Hoernle, K., Hauff, F., & van den Bogaard, P. (2004). 70 m.y. history (139–69 Ma) for the Caribbean large igneous province. *Geology*, 32(8), 697–700. <https://doi.org/10.1130/G20574.1>
- Howarth, R. J. (1998). Improved estimators of uncertainty in proportions, point-counting, and pass-fail test results. *American Journal of Science*, 298 (7), 594–607.
- Hunt, C. P., Moskowitz, B. M., & Banerjee, S. K. (1995). Magnetic properties Rocks and Minerals. In T. J.

- Ahrens (Ed.), *Rock Physics and Phase Relations. A Handbook of Physical Constants* (Vol. 3, pp. 189–204). American Geophysical Union.
- Ingersoll, R. V. (1978). Petrofacies and Petrologic Evolution of the Late Cretaceous Fore-Arc Basin, Northern and Central California. *The Journal of Geology*, 86(3), 335–352. <https://doi.org/10.1086/649695>
- Ingersoll, R. V., & Suczek, C. A. (1979). Petrology and provenance of Neogene sand from Nicobar and Bengal fans, DSDP sites 211 and 218. *Journal of Sedimentary Research*, 49(4), 1217–1228. <https://doi.org/10.1306/212F78F1-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Jaccard, S., Münster, M., Baumgartner, P.O., Baumgartner-Mora, C., Denyer, P., 2011. Barra Honda (Upper Paleocene- lower Eocene) and el Viejo (Campanian-Maastrichtian) carbonate platforms in the Tempisque Area (Guanacaste, Costa Rica). *Rev. Geológica América Cent.* 9–27. doi:10.15517/rgac.v0i24.8550
- Jackson, M., & Solheid, P. (2010). On the quantitative analysis and evaluation of magnetic hysteresis data. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(4), 1–25. <https://doi.org/10.1029/2009GC002932>
- Janoušek, V., Erban, V., Holub, F. V., Magna, T., Bellon, H., Mičoch, B., Wiechert, U., Rapprich, V., 2010. Geochemistry and genesis of behind-arc basaltic lavas from eastern Nicaragua. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 192, 232–256. doi:10.1016/j.jvolgeores.2010.02.023
- Jordan, B.R., Sigurdsson, H., Carey, S.N., Rogers, R., Ehrenborg, J., 2007. Geochemical variation along and across the Central American Miocene paleoarc in Honduras and Nicaragua. *Geochim. Cosmochim. Acta* 71, 3581–3591. doi:10.1016/j.gca.2007.05.013
- Kars, M., Aubourg, C., & Suárez-Ruiz, I. (2015). Neofomed magnetic minerals as an indicator of moderate burial: The key example of middle Paleozoic sedimentary rocks, West Virginia. *AAPG Bulletin*, 99(3), 389–401. <https://doi.org/10.1306/06301413006>
- Kimbrough, D. L., Abbott, P. L., Gastil, R. G., & Hamner, P. J. W. (1997). Provenance Investigations Using Magnetic Susceptibility. *Journal of Sedimentary Research*, 67(5), 879–883. <https://doi.org/10.1306/D4268662-2B26-11D7-8648000102C1865D>
- Kolb, W., & Schmidt, H. (1991). Depositional sequences associated with equilibrium coastlines in the Neogene of southwestern Nicaragua. In D. I. M. Macdonald (Ed.), *Sedimentation, Tectonics and Eustasy: Sea-Level Changes at Active Margins* (Vol. 12, pp. 259–272). Blackwell Scientific.
- Kumpulainen, R. A. (1995). *Stratigraphy and sedimentology in western Nicaragua*. 91–94.
- Lang, J., Brandes, C., & Winsemann, J. (2017). Erosion and deposition by supercritical density flows during channel avulsion and backfilling: Field examples from coarse-grained deepwater channel-levée complexes (Sandino Forearc Basin, southern Central America). *Sedimentary Geology*, 349, 79–102. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.01.002>
- Lonsdale, P. (2005). Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon plate. *Tectonophysics*, 404(3–4), 237–264. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.05.011>
- Lundberg, N. (1991). Detrital record of the early Central American magmatic arc: Petrography of intraoceanic forearc sandstones, Nicoya Peninsula, Costa Rica. *Geological Society of America Bulletin*, 103(7), 905–915. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1991\)103<0905:DROTEC>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1991)103<0905:DROTEC>2.3.CO;2)
- Madrigal, P., Gazel, E., Flores, K. E., Bizimis, M., & Jicha, B. (2016). Record of massive upwellings from the Pacific large low shear velocity province. *Nature Communications*, 7(May), 1–12. <https://doi.org/10.1038/ncomms13309>
- Manea, V. C., Manea, M., Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Valenzuela, R. W., Husker, A., & Kostoglodov, V. (2017). A review of the geodynamic evolution of flat slab subduction in Mexico, Peru, and Chile. *Tectonophysics*, 695, 27–52. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.11.037>
- Mann, P. (2007). Overview of the tectonic history of northern Central America. In P. Mann (Ed.), *Geologic and tectonic development of the Caribbean plate boundary in northern Central America* (Vol. 428, pp. 1–19).

[https://doi.org/10.1130/2007.2428\(01\)](https://doi.org/10.1130/2007.2428(01)).

- Marsaglia, K. M., & Ingersoll, R. V. (1992). *Geological Society of America Bulletin reassessment of magmatic-arc provenance*. (April). [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1992\)104<1637](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1992)104<1637)
- Martinod, J., Guillaume, B., Espurt, N., Faccenna, C., Funicello, F., & Regard, V. (2013). Effect of aseismic ridge subduction on slab geometry and overriding plate deformation: Insights from analogue modeling. *Tectonophysics*, 588, 39–55. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.12.010>
- Matsumoto, R., Ryu, B. J., Lee, S.-R., Lin, S., Wu, S., Sain, K., ... Riedel, M. (2011). Occurrence and exploration of gas hydrate in the marginal seas and continental margin of the Asia and Oceania region. *Marine and Petroleum Geology*, 28(10), 1751–1767. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2011.09.009>
- McIntosh, K. D., Silver, E. A., Ahmed, I., Berhorst, A., Ranero, C. R., Kelly, R. K., & Flueh, E. R. (2007). The Nicaragua Convergent Margin: Seismic reflection imaging of the source of a tsunami earthquake. In T. H. Dixon & J. Casey Moore (Eds.), *The Seismogenic Zone of Subduction Thrust Faults* (pp. 257–287). University of British Columbia Press.
- Merriman, R. J. (2005). Clay minerals and sedimentary basin history. *European Journal of Mineralogy*, 17(1), 7–20. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2005/0017-0007>
- Miller, K. G., Kominz, M. A., Browning, J. V., Wright, J. D., Mountain, G. S., Katz, M. E., ... Pekar, S. F. (2005). The Phanerozoic Record of Global Sea-Level Change. *Science*, 310, 1293–1298. <https://doi.org/10.1126/science.1116412>
- Morgan, J. K., & Bangs, N. L. (2017). Recognizing seamount-forearc collisions at accretionary margins: Insights from discrete numerical simulations. *Geology*, 45(7), 635–638. <https://doi.org/10.1130/G38923.1>
- Moskowitz, B.M., Jackson, M., Kissel, C., 1998. Low-temperature magnetic behavior of titanomagnetites. *Earth Planet. Sci. Lett.* 157, 141–149. doi:10.1016/S0012-821X(98)00033-8
- Muxworthy, A. R., & McClelland, E. (2000). Review of the low-temperature magnetic properties of magnetite from a rock magnetic perspective. *Geophysical Journal International*, 140(1), 101–114. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.2000.00999.x>
- Nerlich, R., Clark, S. R., & Bunge, H.-P. (2014). Reconstructing the link between the Galapagos hotspot and the Caribbean Plateau. *GeoResJ*, 1–2, 1–7. <https://doi.org/10.1016/J.GRJ.2014.02.001>
- Noda, A. (2016). Forearc basins: Types, geometries, and relationships to subduction zone dynamics. *Geological Society of America Bulletin*, 128(5–6), 879–895. <https://doi.org/10.1130/B31345.1>
- Ortega-Gutiérrez, F., Solari, L. A., Ortega-Obregón, C., Elías-Herrera, M., Martens, U., Morán-Icál, S., ... Schaaf, P. (2007). The Maya-Chortís Boundary: A Tectonostratigraphic Approach. *International Geology Review*, 49(11), 996–1024. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.49.11.996>
- Özdemir, Ö., & Dunlop, D. J. (2014). Hysteresis and coercivity of hematite. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(4), 2582–2594. <https://doi.org/10.1002/2013JB010739>
- Panaiotu, C. E., Vasiliev, I., Panaiotu, C. G., Krijgsman, W., & Langereis, C. G. (2007). Provenance analysis as a key to orogenic exhumation: A case study from the East Carpathians (Romania). *Terra Nova*, 19(2), 120–126. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2006.00726.x>
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E., & Siever, R. (1973). *Sand and Sandstone*. <https://doi.org/10.1007/978-1-4615-9974-6>
- Pindell, J. L., & Kennan, L. (2007). Rift models and the salt-cored marginal wedge in the northern Gulf of Mexico: Implications for deep-water Paleogene Wilcox deposition and basinwide maturation. *Perkins Research Conference Proceedings*, 27, 146–186.
- Pindell, J. L., & Kennan, L. (2009). Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South

- America in the mantle reference frame: an update. In K. H. James, M. A. Lorente, & J. L. Pindell (Eds.), *The Origin and Evolution of the Caribbean Plate*. (Vol. 328, pp. 1–55). <https://doi.org/10.1144/SP328.1>
- Pindell, J. L., Maresch, W. V., Martens, U., & Stanek, K. (2012). The Greater Antillean Arc: Early Cretaceous origin and proposed relationship to Central American subduction mélanges: Implications for models of Caribbean evolution. *International Geology Review*, 54(2), 131–143. <https://doi.org/10.1080/00206814.2010.510008>
- Ranero, C. R., von Huene, R., Flueh, E. R., Duarte, M., Baca, D., & McIntosh, K. D. (2000). A cross section of the Pacific Margin of Nicaragua. *Tectonics*, 19(2), 335–357. <https://doi.org/10.1029/1999TC900045>
- Ratschbacher, L., Franz, L., Min, M., Bachmann, R., Martens, U., Stanek, K., ... Bock, P. (2009). The North American-Caribbean Plate boundary in Mexico-Guatemala-Honduras. In K. H. James, M. A. Lorente, & J. L. Pindell (Eds.), *The Origin and Evolution of the Caribbean Plate*. (Vol. 328, pp. 219–293). <https://doi.org/10.1144/SP328.11>
- Ridgeway, K. D., Trop, J. M., & Finzel, E. S. (2012). Modification of continental forearc basins by spreading ridge subduction and flat-slab subduction processes: A case study from southern Alaska. In C. Busby & A. Azor (Eds.), *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances* (pp. 327–346). <https://doi.org/10.1002/9781444347166.ch16>
- Roberts, A. P., Chang, L., Rowan, C. J., Horng, C., & Florindo, F. (2011). Magnetic properties of sedimentary greigite (Fe₃S₄): An update. *Reviews of Geophysics*, 49(1).
- Rogers, R. D., Mann, P., & Emmet, P. A. (2007a). Tectonic terranes of the Chortis block based on integration of regional aeromagnetic and geologic data. In P. Mann (Ed.), *Geologic and tectonic development of the Caribbean plate boundary in northern Central America* (Vol. 428, pp. 65–88). [https://doi.org/10.1130/2007.2428\(04\)](https://doi.org/10.1130/2007.2428(04)).
- Rogers, R. D., Mann, P., Emmet, P. A., & Venable, M. E. (2007b). Colon fold belt of Honduras: Evidence for Late Cretaceous collision between the continental Chortis block and intra-oceanic Caribbean arc. In P. Mann (Ed.), *Geologic and tectonic development of the Caribbean plate boundary in northern Central America* (Vol. 428, pp. 129–149). [https://doi.org/10.1130/2007.2428\(06\)](https://doi.org/10.1130/2007.2428(06)).
- Saginer, I., Gazel, E., Condie, C., & Carr, M. J. (2013). Evolution of geochemical variations along the Central American volcanic front. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(10), 4504–4522. <https://doi.org/10.1002/ggge.20259>
- Sallarès, V., Meléndez, A., Prada, M., Ranero, C. R., McIntosh, K. D., & Grevemeyer, I. (2013). Overriding plate structure of the Nicaragua convergent margin: Relationship to the seismogenic zone of the 1992 tsunami earthquake. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(9), 3436–3461. <https://doi.org/10.1002/ggge.20214>
- Sánchez-Barreda, L. A. (1981). *Geologic evolution of the continental margin of the Gulf of Tehuantepec in southern Mexico: Austin, Texas, University of Texas*.
- Sanchez, J., Mann, P., & Emmet, P. A. (2016). Late Cretaceous–Cenozoic tectonic transition from collision to transtension, Honduran Borderlands and Nicaraguan Rise, NW Caribbean Plate boundary. In M. Nemčok, S. Rybár, S. T. Sinha, S. A. Hermeston, & L. Ledvényiová (Eds.), *Transform Margins: Development, Controls and Petroleum Systems*. (Vol. 431, pp. 273–297). <https://doi.org/10.1144/SP431.3>
- Schneiderman, J. S. (1995). Detrital Opaque Oxides as Provenance Indicators in River Nile Sediments. *Journal of Sedimentary Research*, Vol. 65A(4), 668–674. <https://doi.org/10.1306/d4268194-2b26-11d7-8648000102c1865d>
- Stephens, J. H. (2014). *Tectonic and depositional history of an active forearc basin, Sandino basin, offshore Nicaragua*. University of Texas at Austin.
- Stern, R. J. (2002). Subduction zones. *Review of Geophysics*, 40(4), 1021. <https://doi.org/10.1029/2001RG000108>

- Stern, R. J. (2004). Subduction initiation: Spontaneous and induced. *Earth and Planetary Science Letters*, 226(3–4), 275–292. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.08.007>
- Stern, R. J., & Gerya, T. V. (2018). Subduction initiation in nature and models: A review. *Tectonophysics*, 746(October 2017), 173–198. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.10.014>
- Stern, R. J., Reagan, M., Ishizuka, O., Ohara, Y., & Whattam, S. A. (2012). To understand subduction initiation, study forearc crust: To understand forearc crust, study ophiolites. *Lithosphere*, 4(6), 469–483. <https://doi.org/10.1130/1183.1>
- Struss, I., Artiles, V., Cramer, B., & Winsemann, J. (2008). The petroleum system in the sandino forearc basin, offshore Western Nicaragua. *Journal of Petroleum Geology*, 31(3), 221–244. <https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.2008.00418.x>
- Struss, I., Brandes, C., Blisniuk, P. M., & Winsemann, J. (2007). Eocene deep-water channel–levee deposits, Nicaragua: channel geometries and internal deformation patterns of six outcrops. In T. H. Nilsen, G. S. Shew, G. S. Steffens, & J. R. J. Studlick (Eds.), *Atlas of Deep-Water Outcrops* (Vol. 56). <https://doi.org/10.1306/12401025St563303>
- Tauxe, L., 2010. *Essentials of Paleomagnetism*. University of California Press.
- van Avendonk, A., Holbrook, W. S., Lizarralde, D., & Denyer, P. (2011). Structure and serpentinization of the subducting Cocos plate offshore Nicaragua and Costa Rica. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems: G3*, 12(6), 1–23. <https://doi.org/10.1029/2011GC003592>
- Van Benthem, S., Govers, R., Spakman, W., & Wortel, R. (2013). Tectonic evolution and mantle structure of the Caribbean. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(6), 3019–3036. <https://doi.org/10.1002/jgrb.50235>
- Van der Plas, L., & Tobi, A. C. (1965). A chart for judging the reliability of point counting results. *American Journal of Science*, 263 (1), 87-90.
- Venable, M. E. (1994). *A Geologic, Tectonic and Metallogenic Evaluation of the Siuna Terrane* (University of Arizona). <https://doi.org/701908569>
- Walther, C. H. E., Flueh, E. R., Ranero, C. R., von Huene, R., & Strauch, W. (2000). Crustal structure across the Pacific margin of Nicaragua: Evidence for ophiolitic basement and a shallow mantle sliver. *Geophysical Journal International*, 141(3), 759–777. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2000.00134.x>
- Weinberg, R. F. (1992). Neotectonic development of Western Nicaragua. *Tectonics*, 11(5), 1010–1017. <https://doi.org/10.1029/92TC00859>
- Wells, R. E., Blakely, R. J., Sugiyama, Y., Scholl, D. W., & Dinterman, P. A. (2003). Basin-centered asperities in great subduction zone earthquakes: A link between slip, subsidence, and subduction erosion? *Journal of Geophysical Research*, 108(B12), 2507. <https://doi.org/10.1029/2002JB002072>
- Weyl, R. (1980). Geology of central America. *Beiträge Zur Regionalen Geologie Der Erde*, 371.
- Whattam, S. A., & Stern, R. J. (2016). Arc magmatic evolution and the construction of continental crust at the Central American Volcanic Arc system. *International Geology Review*, 58(6), 653–686. <https://doi.org/10.1080/00206814.2015.1103668>
- Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Am. Mineral.* 95, 185–187. doi:10.2138/am.2010.3371
- Wilson, D.S., 1996. Fastest known spreading on the Miocene Cocos-Pacific plate boundary. *Geophys. Res. Lett.* 23, 3003–3006.
- Wilson, J. L. (1975). *Carbonate facies in geologic history*. Springer Science & Business Media.
- Zuffa, G. G. (1985). Optical Analyses of Arenites: Influence of Methodology on Compositional Results. In *Provenance of Arenites* (pp. 165–189). https://doi.org/10.1007/978-94-017-2809-6_8

