



# UNIVERSIDAD GUANAJUATO

---

---

CAMPUS GUANAJUATO

DIVISION INGENIERIAS

DEPARTAMENTO DE MINAS, METALURGIA, GEOLOGÍA Y AMBIENTAL

**EVOLUCIÓN TECTONOSEDIMENTARIA E IMPLICACIONES  
PALEOGEOGRÁFICAS DE LOS CLASTOS DE CALIZAS DE LOS  
DEPÓSITOS POS-LARAMIDE DEL LÍMITE SUROESTE DE LA  
SIERRA DE GUANAJUATO.**

## **T E S I S**

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE  
**INGENIERO GEÓLOGO**

PRESENTA

**C. LAURA AGUIRRE ROCHA**

FEBRERO 2019



*Nunca consideres el estudio como una obligación, sino como una oportunidad para penetrar en el bello y maravilloso mundo del saber.*

*Albert Einstein*

## **Agradecimientos**

*Agradezco a **Dios** por protegerme durante todo mi camino y darme fuerzas para superar obstáculos y dificultades a lo largo de toda mi vida.*

*A mi madre **Esperanza** por haberme apoyado en todo momento, por sus consejos, sus valores, por la motivación constante que me ha permitido ser una persona de bien, pero más que nada, por su amor.*

*A mi padre **Luis**, que con su ejemplo me ha enseñado a no desfallecer ni rendirme ante nada y siempre perseverar a través de sus sabios consejos.*

*Agradezco al Ing. **Juan I. Figueroa Soto** por su confianza y el apoyo que sin conocerme me lo brindo y su ejemplo a seguir.*

*A mis hermanos **José, Pilar, Angélica** por su apoyo incondicional y por demostrarme la gran fe que tienen en mí.*

*A mis amigas **Alejandra, Jaritzi, Ajelet** por acompañarme durante todo este arduo camino y compartir conmigo alegrías, fracasos, llantos y sobre todo por su gran amistad.*

*A la Dra. **María del Jesús Puy** que en este andar por la vida, influyo con sus lecciones y experiencias en formarme como una persona de bien y preparada para los retos que pone la vida.*

*Son muchas las personas que han formado parte de mi vida profesional a las que me encantaría agradecerles su amistad, consejos, apoyo, ánimo y compañía en los momentos más difíciles de mi vida. Algunas están aquí conmigo y otras en mis recuerdos y en mi corazón, sin importar en donde estén quiero darles las gracias por formar parte de mí, por todo lo que me han brindado y por todas sus bendiciones*

***Gracias a todos.***

# ÍNDICE

	Pag.
RESUMEN	1
INTRODUCCIÓN	3
<b>CAPÍTULO I.- GENERALIDADES</b>	4
I.1. Antecedentes (Cuenca Arperos Terreno Guerrero)	4
I.2. Justificación	10
I.3 Objetivo General	10
<b>CAPÍTULO II.- METODOLOGÍA</b>	11
II.1. Etapa de recopilación de información bibliografía	11
II.2. Etapa de Campo	11
II.2.1. Fase 1	11
II.2.2. Fase 2	11
II.3. Etapa de Laboratorio	12
II.4. Etapa de Gabinete	12
<b>CAPÍTULO III.- DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO</b>	13
III.1 Localización del Área	13
III.2. Geología Regional	14
III.3. Geología Local	22

<b>CAPÍTULO LV.- RESULTADOS</b>	37
IV.1. Análisis Petrográficos de clastos de caliza del conglomerado Guanajuato	37
IV.2. Análisis Petrográficos de clastos de caliza del conglomerado Duarte	39
IV.3. Implicaciones Paleogeograficas	41
<b>V.- Discusión Conclusión</b>	45
<b>Referencias Bibliografía</b>	50

## INDICE DE FIGURAS

Pag.

Figura 1. Localización y geología regional del área de estudio.	11
Figura 2. Columna litoestratigráfica modificada del original Randall (1982,1990) Martínez (1987,1990) y Saldaña (1990).	19
Figura 3. Carta geológica de afloramientos del Conglomerado Guanajuato. Las rosas corresponden a la dirección de flujo obtenida por imbricación de conglomerado.	20
Figura 4. Graficas de porcentaje de composición de clastos en el Conglomerado Guanajuato y el Conglomerado Duarte.	24
Figura 5. Columnas estratigráficas medidas en el Conglomerado Guanajuato. La ubicación de las columnas se indica en la Figura 3.	25
Figura 6. Litofacies del Conglomerado Guanajuato y Conglomerado Duarte. (a) Facies de conglomerado masivos (Gm). (b) Facies de flujos de gravedad (Gms). (c) Facies de flujos hiperconcentrados (Sgpc), la flecha indica un bloque de 80 cm de longitud. (d) Facies de areniscas (Ss). (e) Facies arenosas con impresiones de gotas de lluvia. (f) Facies de lutita (Fm) con grietas de desecación.	27
Figura 7. Carta geológica de afloramientos del Conglomerado Duarte. Las rosas corresponden a la dirección de flujo obtenido por imbricación de conglomerados.	31
Figura 8. Columnas estratigráficas medidas en el Conglomerado Duarte. La ubicación de las columnas se indica en la Figura 7.	32
Figura 9. Microfotografías de los clastos de calizas estudiados: clastos del Conglomerado (b, c, d, e, f, g); clastos del conglomerado Duarte (a): Wackestone de radiolarios y calciesferas, (50X); Foraminíferos del Valanginiano de clastos del Conglomerado Guanajuato: b) <i>Neotrocholina veldenses</i> , (100X); c) <i>Pfenderina neocomiensis</i> , (100X); d) <i>Pseudocyclammina lituus</i> , (100X); e) <i>Evererticyclammina virguliana</i> , (100X). Otros esqueletales de clastos del Conglomerado Guanajuato: f) gasterópodos, (50X); g) espina de equinodermos, (50X).	38

Figura 10. Representación esquemática de la evolución tectonosedimentaria del Conglomerado Guanajuato y el Conglomerado Duarte durante el Eoceno. I) y II) Deposición asimétrica del Conglomerado Guanajuato; II) y IV) Deposito del Conglomerado Duarte con subsidencia asimétrica de un medio graben. 43

Figura 11. Escenarios alternativos propuestos para el depósito de calizas de plataforma: Escenarios I) Donde las calizas de plataforma (Valanginiano) son correlacionables con la asociación volcano-sedimentaria de la cuenca Arperos son considerados más antiguos (Jurásico superior) que las calizas de plataforma somera pertenecientes a los clastos encontrados. 46

## **INDICE DE TABLAS**

Pag.

Tabla 1. Dataciones isotópicas existentes en el miembro inferior del Conglomerado Guanajuato.	22
Tabla 2. Tabla de litofacies del Conglomerado Guanajuato y Conglomerado Duarte, modificadas de la clasificación de Miall (1996).	23



## RESUMEN

En el presente estudio se analizó la sedimentación, ambientes sedimentarios, evolución tectonosedimentaria y paleogeográfica de depósitos clásticos pos-Laramide y prevulcanismo Sierra Madre Occidental del suroeste de la Sierra de Guanajuato. Los depósitos clásticos estudiados corresponden al Conglomerado Guanajuato y Conglomerado Duarte que fueron depositados en la parte media y distal de abanico aluvial, interdigitados por un sistema fluvial trenzado.

El Conglomerado Guanajuato es considerado del Eoceno medio con base en una nueva edad  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  (45.8 $\pm$ 0.8Ma). El Conglomerado Duarte es correlacionable con el Conglomerado Guanajuato tomando en cuenta su posición estratigráfica. Los depósitos clásticos estudiados están constituidos de clastos de calizas, granitos, andesita, metasedimentos, diorita y piroxenita que indican la erosión de bloques levantados del complejo basal de la Sierra de Guanajuato. El análisis composicional y petrográfico de clastos de calizas permitió reconocer calizas de cuencas (mudstone con radiolarios) y calizas de plataforma somera provenientes del complejo basal de la Sierra de Guanajuato (Cuenca Arperos). Las calizas de plataforma somera presentan fragmentos esqueléticos de bivalvos, braquiópodos, gasterópodos, equinodermos y foraminíferos (*Pseudocyclamina lituus*, *Everticyclamina virguliana*, *Pfenderina neocomiensis*, *Neotrocholina valdensis*, *Gaudryina* sp, *Neotrocholina valdensis* y *Glomospira* sp) del Valanginiano. Para explicar la coexistencia de facies de calizas de cuenca y calizas de plataforma somera, sugerimos dos probables escenarios alternativos. Una posibilidad es donde consideremos que la edad de las calizas de plataforma (Valanginiano) es correlacionable con la asociación volcano-sedimentaria de la cuenca Arperos del Jurásico superior-Cretácico inferior. Un segundo escenario donde los sedimentos volcano-sedimentarios de la cuenca Arperos sean considerados como más antiguos (Jurásico superior) que las calizas de plataforma somera pertenecientes a los clastos encontrados. Esta interpretación puede considerar que las facies de plataforma somera estén relacionadas a una

regresión asociada al cierre de la cuenca Arperos donde prevalecían condiciones de plataforma somera en el Valanginiano.

## INTRODUCCIÓN

En la porción central y sur de México existen afloramientos aislados de rocas clásticas rojas del Eoceno que sobreyacen discordantemente a rocas Mesozoicas plegadas y subyacen a rocas volcánicas félsicas del Eoceno y el Oligoceno (Edwards, 1955; Aranda-Gómez y McDowell, 1998). En la mesa Central han sido descritas varias localidades con rocas clásticas rojas constituidas predominantemente por conglomerados y areniscas del Paleoceno-Eoceno. Ejemplo de estas rocas en Guanajuato son el Conglomerado Guanajuato (CG) (**Botsford**, 1909; Edwards, 1955; Aranda-Gómez y McDowell, 1998) y el Conglomerado Duarte (CD) (Martínez-Reyes, 1992); en San Luis Potosí la Formación Cenicera (Labarthe-Hernández et al., 1982) y las Capas Rojas de Pinos (Aranda-Gómez et al., 2007), así como en Zacatecas el conglomerado rojo de zacatecas (**Botsford**, 1909; Edwards, 1955). En todos los casos estos depósitos poseen la deformación contráctil Laramida (Nieto-Samaniego et al., 2005) por lo que han sido interpretados como molasas acumuladas en bajos topográficos asociados a fallamiento normal pos-Laramida (Aranda-Gómez y McDowell, 1998).

En el borde oeste y suroeste de la Sierra de Guanajuato existen excelentes afloramientos del Conglomerado Duarte y Conglomerado Guanajuato que permiten conocer la sedimentación, ambientes sedimentarios y evolución tectosedimentaria pos-Laramida de ellos en el extremo sur de la Mesa Central. El Conglomerado Guanajuato fue descrito detalladamente por Edwards (1955) y es considerado del Eoceno medio (Ferrusquia-Villafranca, 1987; Aranda-Gómez y McDowell, 1998). Por otra parte, el Conglomerado Duarte fue descrito originalmente por Martínez-Reyes (1992) y considerado correlacionable con el Conglomerado Guanajuato.

La investigación aporta nueva información sobre la evolución de la sedimentación de los depósitos pos-Laramida en el límite oeste de la Sierra de Guanajuato, con base en análisis de facies, interpretación de ambientes sedimentarios, una nueva edad isotópica  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , determinación de dirección de paleoflujo y el conteo composicional de clastos. El análisis composicional y

petrográfico de clastos de calizas aporta nueva información sobre ambiente sedimentario y edad de la fuente de aporte de sedimentos pre-Laramide.

De acuerdo con los datos de dirección de paleoflujo presentados en la investigación, la fuente de aporte de sedimentos correspondn a las rocas de la actual Sierra de Guanajuato. Estas rocas han sido divididas en dos grupos de acuerdo con Aranda-Gómez et al., (2003): (1) El complejo basal considerado del Jurásico superior-Cretácico inferior que está constituido por rocas sedimentarias marinas de la cuenca de Arperos. Estas rocas Mesozoicas fueron deformadas y presentan facies metamórficas de esquistos verdes que a su vez fueron intrusionadas por el Granito Comanja del Eoceno inferior (K-Ar~51+/-1.3 Ma; Stein et al., 1993). (2) La cubierta volcánica y sedimentaria Cenozoica que consta de capas rojas continentales del Eoceno (estudiadas en este trabajo) y una secuencia de rocas volcánicas félsicas a intermedias de edad Oligoceno a Mioceno. El Conglomerado Guanajuato y el Conglomerado Duarte están constituidos por material clástico pre-Eoceno derivado básicamente de la erosión del complejo basal y por clastos de calizas, por lo que en la investigación se enfatizara en el estudio petrográfico de los clastos de caliza discutiendo las implicaciones paleogeográficas y tectonosedimentarias que aporta el estudio de dichos clastos.

## **CAPÍTULO I.- GENERALIDADES**

### ***1.1. Antecedentes (Cuenca Arperos Terreno Guerrero)***

La Sierra de Guanajuato se localiza al límite sur de la Mesa Central y forma parte del denominado Terreno Guanajuato que es parte del Terreno Compositor Guerrero (Centeno-García et al., 2008). La geología de la Sierra de Guanajuato ha sido dividida en dos grupos litológicos de acuerdo con Aranda-Gómez et al. (2003): (1) El complejo basal considerado del Jurásico superior-Cretácico inferior y (2) La cubierta volcánica y sedimentaria Cenozoica. El complejo basal consta de una asociación volcano-plutónica de más de 1000 metros de espesor, constituida de basalto almohadillado (K-Ar,  $108.4 \pm 56$  Ma; Monod et al., 1990), diques de diabasa emplazados en gabros (K-Ar, 112 Ma; Lapierre et al., 1992), diorita (K-Ar, ~120-122 Ma; Lapierre et al., 1992) e intrusivos de trondhjemita y leucotonalita (K-Ar, ~143-157 Ma; Lapierre et al., 1992). Esta asociación volcano-plutónica se encuentra cabalgando sobre la asociación volcano-sedimentaria que consta de rocas marinas de cuenca, tales como calizas laminares oscuras, capas delgadas de lutitas negras pedernal, areniscas y limolitas. La edad de estas rocas no está definida con precisión, sin embargo, se han considerado del Jurásico superior-Cretácico inferior con base en radiolarios fósiles del Valanginiano-Turoniano (Dávila-Alcocer y Martínez-Reyes, 1987) y por Nanofósil del Titoniano-Berriasiano colectado en caliza de la asociación vulcano-sedimentaria (Corona-Chávez, 1998). La asociación de rocas volcano-sedimentarias ha sido denominada Formación Arperos (Monod et al., 1990) que es el equivalente a la Formación Esperanza sensu Echegoyén-Sánchez et al., (1970) en el Distrito Minero de Guanajuato. La asociación volcano-plutónica ha sido interpretada como parte de la corteza superior de un arco volcánico intraoceánico (Lapierre et al., 1992; Ortiz-Hernandez y Martínez-Reyes, 1993) y contemporánea a la asociación volcano-sedimentaria (Formación Arperos) que correspondería a la sedimentaria de cuenca oceánica (cuenca Arperos) del Jurásico superior-Cretácico inferior.

El complejo basal muestra deformación contráctil en dos eventos (Ortiz-Hernández et al., 1992) y metamorfismo débil de facies de esquistos verdes,

principalmente en la asociación volcano-sedimentaria. El primer evento compresivo tuvo lugar en el Cretácico inferior (Neocomiano) cuando el arco volcánico (Arco Guanajuato sensu Aranda-Gómez et al., 2003 o Arco Guerrero sensu Freydier et al., 2000) y la cuenca contemporánea de arco delantero (cuenca Arperos) fueron acrecionadas a Norteamérica (Tardy et al., 1991; Aranda—Gómez et al., 2003) y el segundo evento compresivo ocurrió durante el Paleoceno en la Orogenia Laramide (Quintero-Legorreta, 1992). Evidencias de la ocurrencia de estos dos eventos compresivos pueden observarse al NE de León en la localidad de Puerto Blanco donde existe una discordancia entre la Caliza La Perlita del Aptiano-Albiano y las rocas deformadas del complejo basal del Jurásico superior-Cretácico inferior (Chiodi et al., 1988; Quintero-Legorreta, 1992).

La Caliza La Perlita corresponde a una caliza de ambiente nerítico con oolitos, braquiópodos, gasterópodos y amonites de los géneros *Eohypoturrilites*, *Pseudouhligella*, *Salaziceras* y *Eutrephoceras* y *Terebratulínidae* del género *Moutonithyrís* que indican una edad Albiano (Chiodi et al., 1988). También contiene *Cerítium bustamantii* y *Psilothyris occidentalis* que indican edades de Neocomiano al Aptiano (Ortíz- Hernández y Martínez-Reyes, 1993) así como braquiópodos (*Peregrinell* sp.) del Hauteriviano.

La discordancia del Neocomiano antes referida no ha sido documentada en otras localidades de la Sierra de Guanajuato o en las rocas pertenecientes a la Cuenca Mesozoica del Centro de México, donde la sedimentación marina abarca del Oxfordiano hasta el Campaniano-Maastrichtiano (Nieto-Samaniego et al., 2005).

Durante el Terciario el complejo basal fue intrusionado por el Granito Comanja del Eoceno inferior (K-Ar,  $\sim 51 \pm 1.3$  Ma; Stein et al., 1993). Los afloramientos del Granito Comanja se extienden por más de 50 kilómetros en la parte central de la Sierra de Guanajuato (Aranda-Gómez et al., 2003) y corresponde a granito calcoalcalino de grano medio a grueso con plagioclasas, cuarzo y biotita.

### ***Cubierta volcánica y sedimentaria Cenozoica.***

Sobreyaciendo al complejo basal Mesozoico de la Sierra de Guanajuato, existe una discordancia angular y erosional que se extiende en toda la Mesa Central y que abarca un lapso que va del Cretácico superior al Paleoceno en la parte occidental y del Maastrichtiano al Paleoceno en la parte oriental de México (Nieto-Samaniego et al., 2005). Esta discordancia subyace a capas rojas continentales del Eoceno, entre las cuales se encuentra el Conglomerado Guanajuato y el Conglomerado Duarte que afloran principalmente en el borde oeste y suroeste de la Sierra de Guanajuato. El Conglomerado Guanajuato y el Conglomerado Duarte están constituidos por material clástico pre-Eoceno derivado básicamente de la erosión del complejo basal y se describirá a más detalle en los siguientes apartados de la investigación.

La cubierta volcánica oligocénica sobreyace a las capas rojas continentales del Eoceno y al complejo basal Mesozoico de la Sierra de Guanajuato. Los fechamientos que se tienen de la cubierta volcánica indican que se emplazaron hacia la parte superior del Oligoceno inferior entre 32 y 29 Ma. (Nieto-Samaniego et al., 1996). De acuerdo con Aranda-Gómez et al. (2003) el magmatismo Cenozoico de la Sierra de Guanajuato tuvo lugar en siete diferentes pulsos magmáticos: El pulso 1 alrededor de los 51 Ma con el emplazamiento del granito Comanja; el pulso 2 representado por lavas andesíticas y cuerpos intrusivos someros a los 49 Ma, contemporáneo con la depositación del Conglomerado Guanajuato; el pulso 3 corresponde a un pulso de vulcanismo explosivo y efusivo representado por la Ignimbrita Bufo ( $37 \pm 3.0$  Ma; Gross, 1975) y Formación Losero que cubren al Conglomerado Guanajuato, Formación Calderones así como las Andesitas y Basaltos de la Formación Cedro; el pulso 4 ocurrió alrededor de los 30 Ma y se relaciona con vulcanismo bimodal con flujos de andesitas y riolitas

emplazadas como domos o flujos de ignimbrita, tales como la riolita Chichíndaro, la riolita Cuatralba y El Ocote que sobreyacen al Conglomerado Duarte; el pulso 5 ocurrió entre los 27 y 24 Ma y corresponde a domos dacíticos y coladas basálticas; el pulso 6 es considerado transicional entre el vulcanismo de la Sierra Madre Occidental y el Cinturón Volcánico Transmexicano, emplazado como domos e ignimbritas de composición intermedia y con edades entre 16 a 13 Ma; el pulso 7 se relaciona con lavas andesíticas y dacíticas emplazadas entre 12 a 8 Ma.

Entre los pulso 5 y 6 existió un hiatus en el Oligoceno-Mioceno que permitió el depósito de gravas y arenas que afloran principalmente al este y sureste de la Sierra de Guanajuato. Estos sedimentos han sido denominados Formación Xoconostle y fueron cartografiadas por Martínez-Reyes (1992) como Grava El Capulín al sur y oeste del Distrito Minero de Guanajuato.

La Sierra de Guanajuato ha sido afectada por eventos compresivos y distensivos. En el Cretácico el complejo basal fue sometido a deformación contráctil en dos eventos (Ortiz-Hernández et al., 1992): el primer evento compresivo tuvo lugar en el Cretácico inferior (Neocomiano) y el segundo evento compresivo ocurrió durante el Paleoceno en la Orogenia Laramide (Quintero-Legorreta, 1992).

Durante el Cenozoico el vulcanismo y el fallamiento interactuaron en la Sierra de Guanajuato. El patrón principal de fallamiento Cenozoico sigue un rumbo NW-SE y ha sido atribuido a diversos eventos de fallamiento (Aranda-Gómez y McDowell, 1998; Nieto-Samaniego, 1992). En el Distrito Minero de Guanajuato los tres sistemas de vetas (Veta Madre, Veta de la Sierra y Vetas de la Luz) se emplazaron en un conjunto de fallas de tipo normal de rumbo NW-SE e inclinación SW (Randall-Roberts, et al., 1994). El extremo oeste y suroeste de la Sierra de Guanajuato está limitado por la falla del Bajío que constituye un sistema de falla bien definido. Los movimientos documentados en la Falla del Bajío han sido de tipo normal (Nieto-Samaniego, 1992; Quintero-Legorreta, 1992) y su orientación es N45°W con inclinación hacia el suroeste, pero en su extremo oriental adquiere un



rumbo E-W con echado al sur. El total de desplazamiento de esta falla es poco conocido y se ha estimado únicamente en dos lugares. Uno de ellos es la región de León, donde el desplazamiento vertical es de 850m, medidos a partir del desplazamiento de unidades litoestratigráficas oligocénicas de la parte más elevada de la Sierra Cuatralba (Quintero-Legorreta, 1992). El segundo lugar donde se conoce su desplazamiento es Silao, donde la falla del Bajío desplaza 500m al Basalto Cubilete en 13.5 Ma por Aguirre-Díaz et al. (1997). Esta falla ha tenido al menos tres episodios de actividad, el primero de ellos de edad eocénica, que fue inferido por Aranda-Gómez y McDowell (1998) a partir del basculamiento de las capas basales del Conglomerado Guanajuato en el bloque del bajo de esta falla. El segundo evento ocurrió en el Oligoceno y fue el más importante. En el Distrito Minero de Guanajuato la Veta Madre es paralela a la Falla del Bajío y se ha documentado un rechazo vertical de más de 1400m (Gross, 1975). Si se suma este desplazamiento al evento miocénico de la falla del Bajío en Silao, tendríamos un desplazamiento vertical total que supera los 2 kilómetros en la región de Guanajuato (Nieto-Samaniego et al., 2005).

## ***1.2. Justificación***

En la porción central y sur de México existen afloramientos aislados de rocas clásticas rojas del Eoceno que sobreyacen discordantemente a rocas Mesozoicas plegadas y subyacen a rocas volcánicas félsicas del Eoceno y el Oligoceno (Edwards, 1955; Aranda-Gómez y McDowell, 1998). Las rocas en Guanajuato son el Conglomerado Guanajuato (Botsford, 1909; Edwards, 1955); Aranda-Gómez y McDowell, 1998) y el Conglomerado Duarte (Martínez-Reyes, 1992); en San Luis Potosí la Formación Cenicera (Labarthe-Hernández et al., 1982). Dichos depósitos son abundantes y se extienden por varios kilómetros por lo que estudiar los procesos sedimentarios que dieron lugar a su formación y relacionar dichos procesos con la geología regional que puede ser importante para empresas mineras así como para las instituciones encargadas del estudio de Ciencias de la Tierra, para futuras investigaciones y como aporte al centro de investigación de Ciencias de la Tierra y estudiantes. Hay muchos conglomerados como estos, en el mismo rango de edad, en muchas partes del país, por lo que se infiere que su existencia señala un evento tectónico regional de importancia.

## ***1.3 Objetivo General***

Investigar la sedimentación, ambientes sedimentarios y evolución tectonosedimentaria pos-Laramide de los clastos, para determinar el ambiente de formación del Conglomerado como se fue formando y su depositación geológica.

## **CAPÍTULO II. METODOLOGÍA**

La metodología consistió en 3 etapas:

### ***II.1. Etapa de Recopilación Bibliográfica***

Se recopilaron todos los datos bibliográficos posibles que contuvieran información del área de estudio, así como los relacionados a estructuras de deformación.

### ***II.2. Etapa de Campo***

Un análisis detallado de campo se llevó a cabo en tres diferentes localidades (Cuenca Aperos, Mesa Central, Sierra de Guanajuato) localizadas entre la ciudad de Guanajuato y dentro Distrito Minero de Guanajuato (Figura 1).

#### **II.2.1. Fase 1**

El trabajo de campo consistió en dos fases: en la primera se hizo un reconocimiento exhaustivo a lo largo de las tres localidades, en las cuales aflora el Conglomerado Guanajuato y el Conglomerado Duarte, con la finalidad de saber qué tipo de clastos los conforman.

#### **II.2.2. Fase 2**

La segunda fase consistió en: una vez identificadas las localidades, se procedió al levantamiento de columnas estratigráficas, realizando una descripción, y levantamiento de muestras. Se registraron a detalle características sedimentarias, considerando la textura (tamaño de grano, forma y selección), espesor de las capas y microestructuras. La descripción de las columnas estratigráficas fue basada en las características sedimentológicas, tomando como referencia el análisis de facies del código de Miall (1996) ver tabla 2.

### ***II.3. Etapa de Laboratorio***

Consistió en realizar láminas delgadas de las muestras que se recopilaron de campo, las cuales fueron realizadas en el laboratorio de sedimentología de la Universidad Guanajuato, Sede San Matías.

### ***II.4. Etapa de Gabinete***

Consistió en el análisis e interpretación de los datos obtenidos de las etapas anteriores para así realizar el escrito final.

## CAPITULO III.- DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

### III.1 Localización del Área

El presente estudio se realizó en la Cuenca Aperos, Mesa Central, Sierra de Guanajuato (Figura 1). Donde podemos llegar por la carretera Silao-San Felipe entrando por la comunidad La Estancia (comunidad de Guanajuato) llegando a Mesa Central.

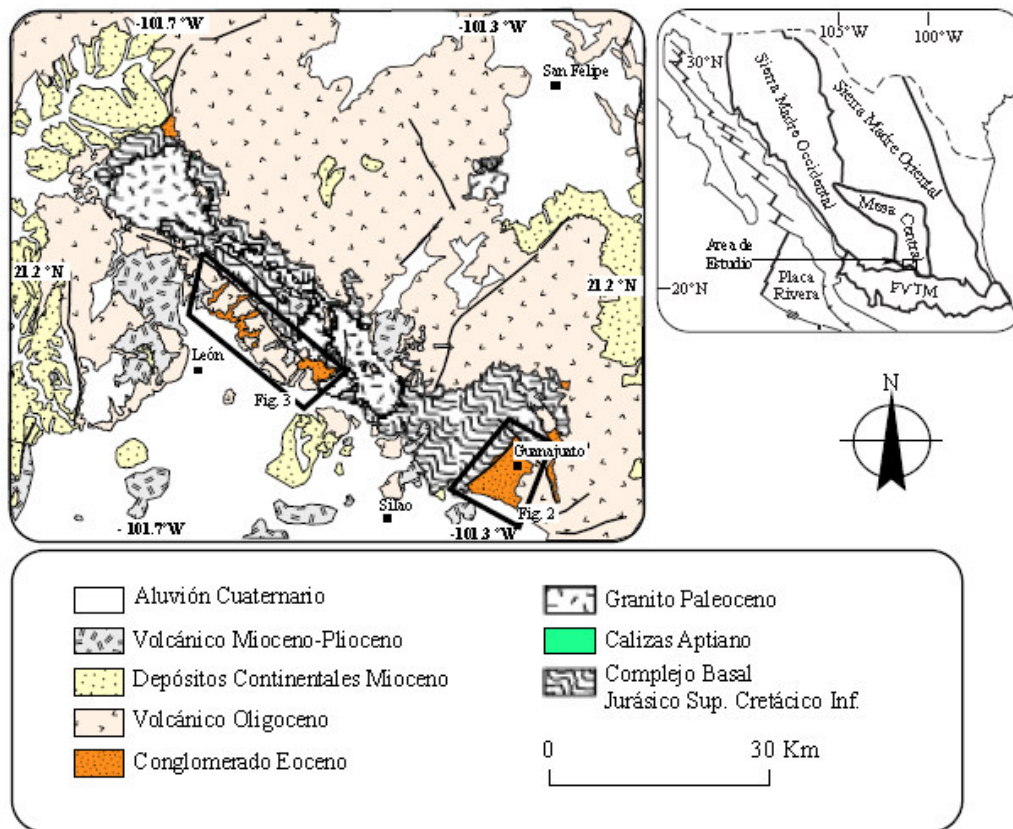


Figura 1. Localizaci3n y geolog3a regional del 3rea de estudio.

### **III.2. Geología Regional**

En el distrito Minero de Guanajuato afloran rocas con edades que van desde el Mesozoico hasta el Terciario formando diferentes unidades litológicas. Dichas unidades se describen a continuación en orden ascendente (figura 2).

#### **Formación Esperanza**

Consiste en una alternancia de capas delgadas de muy fino a grano grueso de arenisca, capas finas de limolita, arcilla y escasos estratos de conglomerado en forma de lente. La **Formación Valenciana** consiste en finas capas y laminas de caliza micritica y pizarra.

La evidencia geológica sugiere que la secuencia Cenozoica fue contemporánea con un ambiente tectónico extensional, representado por fallas normales.

La Formación Valenciana cubre concordantemente lavas rio-daciticas de la Formación Esperanza. Localmente el contacto fue cortado por la deformación contráctil subsecuente. Esta unidad consiste de capas finas y laminadas de piedra caliza micritica y lutita altamente cortado y reducido; por lo tanto, no hay una sección estratigráfica disponible para una sección tipo. Estructuras de canal de llenado, capas cruzadas y laminación se conservan localmente con leve deformación y recristalización. Esas estructuras primarias suponen que las rocas de la Formación Valenciana fueron depositadas alternando flujos de detritos calcáreos y lodo.

Las Formaciones Esperanza y Valenciana son cabalgadas por el conjunto petrotectonico El Paxtle. En el área Esperanza, el conjunto El Paxtle consiste solamente del intrusivo complejo Tuna Manza, compuesto por Diorita que localmente se le da el grado de tonalita.

La Diorita es de grano grueso, holocristalina, y se compone de zonificación normalmente plagioclasa + hornblenda verde  $\pm$  K-feldespatos y minerales secundarios magnetita  $\pm$  pirita, epidota, apatito y circón. Tonalita es de grano medio a grueso, localmente granofirico, y se compone de cuarzo + plagioclasa +

clinopiroxeno y accesorio espinela, circón y apatita. Las rocas intrusivas son cortadas por un enjambre de diques basálticos y doleríticos, que tienen la misma composición y las relaciones descritas por el Complejo Intrusivo Tuna Manza en la zona Arperos.

Los conjuntos La Esperanza y El Paxtle son cortados por una falla normal Cenozoica NW-SE y NE-SW que produce un horst y graben en el patrón estructural.

Las Formaciones Esperanza y Valenciana fueron afectadas por cabalgaduras que produce la formación de una foliación milonítica pervasiva en escala milimétrica y la imbricación de nappas en escala kilométrica.

La Formación Esperanza es parte de la “Unidad Mesozoica Volcano-Sedimentaria” previamente definida por Martínez-Reyes (1992). Se compone de estar alternando capas delgadas de muy fino- grano grueso de arenisca, capas delgadas de limolita, arcillas y escasos estratos de conglomerado en forma de lente. Conjuntos Petrotectónicos: La Esperanza y el Conjunto Paxtle; El Conjunto Esperanza consiste de una sucesión volcano- sedimentaria, la cual fue dividida en dos unidades Formación Esperanza y Formación Valenciana.

### **Formación La Luz**

Al igual que la Formación Esperanza, forma parte del sistema volcano-sedimentario y consiste esencialmente de derrames basálticos y almohadillados con algunos depósitos volcano-clásticos. Las lavas son de color verdoso a gris oscuro y presentan metamorfismo de bajo grado. Esta unidad aflora en la parte occidental del distrito, desde los alrededores del Mineral de la Luz en el extremo NW hasta el sur de Tajo de Adjuntas. Su espesor real se desconoce, pero se considera que tiene al menos 1000m.

La edad determinada para esta unidad es de  $108.4 \pm 6.2$  Ma (K-Ar en roca entera) aunque no es confiable por la pérdida de Argón radiogénico por

metamorfismo (Ortiz-Martínez et al., 1992), correspondiente al Aptiano-Albiano inferior.

### **Conglomerado Guanajuato**

Consiste de una secuencia conglomerática de lechos rojos, de estratificaciones delgadas a gruesa. Edwards (1955) definió dos miembros, el miembro inferior formado por material arcillo-arenoso que se presenta como una secuencia de areniscas rojas, entre las que se intercalan lavas basálticas a andesíticas; sobreyaciendo se presenta una secuencia preferentemente conglomerática compuesta de fragmentos volcánicos y graníticos que corresponden al miembro superior. Aflora en la ciudad de Guanajuato y sus alrededores y su edad se ha asignado del Eoceno medio al Oligoceno temprano, en base a los fósiles que contiene. Presenta un espesor de 1500 a 2000 m en su localidad tipo (hace falta una cita aquí).

### **Formación Losero**

Consiste de material volcanoclástico de tamaño de arena fina a media con muy buena clasificación; presenta estratificación fina a media y diferentes coloraciones (rojo, morado y verde predominante) por alteración. La mayoría de sus granos son de cuarzo, plagioclasas y fragmentos líticos volcánicos, con más del 20% de calcita como cemento (Echegoyén-Sánchez, et al., 1970). Aflora principalmente en las inmediaciones de la ciudad de Guanajuato, pero existen además pequeños afloramientos en la ranchería de Las Loza, al oriente del poblado de Campuzano y en la estribación norte de la Sierra el Chorro. Su espesor es más o menos constante con 10 a 20 m en la mayoría de sus afloramientos. Su edad es del Oligoceno, puede estar relacionado al surgimiento de la Formación Bufo hace 37 Ma (Randall et al., 1994).

### **Formación la Bufo**



Se trata de depósitos de flujos piroclásticos y domos de lava riolítica (Nieto-Samaniego, 1990) ricos en cuarzo de color gris a rosas (Echegoyén-Sánchez, et al., 1970). Se encuentran en el Cerro de la Bufa como localidad tipo y del cual toma su nombre, el cual se encuentra en las inmediaciones de la ciudad de Guanajuato. Presenta un espesor de 360 m (Randall et al., 1994) y Gross (1975) le asigna una edad de  $37 \pm 3.0$  Ma situándolo en el Eoceno tardío.

### **Formación Calderones**

Es una unidad compleja que incluye un número indeterminado de ignimbritas de composición andesítica a dacíticas y capas de material volcanoclástico acumuladas en un lago somero y sus capas son medianas a gruesas. El tamaño de grano va desde arena fina a cantos, siendo las más comunes guijas y cantos pequeños. Hay algunas capas que contienen clastos angulares (Aranda-Gómez et. al., 2003). Randall et al., (1994) lo describe como una unidad volcano-clástica que incluye lahares y mega brechas de color verdoso debido a una clarificación generalizada y cuyo espesor es de 200 a 250 m. su edad dada por su posición estratigráfica ente la Formación Bufa (37 Ma) y la Andesita Cedros (33 Ma). Su nombre lo toma de la ranchería Calderones, que es donde se encuentra su afloramiento más extenso (Echegoyén-Sánchez, et al., 1970).

### **Andesita Cedros**

Se trata de flujos de lava de composición andesítica de color gris a negro, en algunos lugares interestratificada con capas de material piroclástico. Presenta una textura porfídica destacando los cristales de feldespatos en una matriz afanítica (Echegoyén-Sánchez, et al., 1970). Su espesor varía de 250 a 640 m (Randall et al., 1994) y al igual que la Formación Calderones no se conoce su edad, aunque se estima en  $30.5 \pm 0.5$  Ma ubicándose en el Oligoceno.

### **Riolita Chichindaro**

Es una riolita porfídica que forma domos y flujos de lava junto con ignimbritas y brechas volcánicas asociadas (Aranda-Gómez et al., 2003). Su mineralogía incluye fenocristales de feldespato alcalino, cuarzo, plagioclasas biotita y minerales opacos; los flujos de lava se muestran bandeados mientras que los domos tienen foliaciones concéntricas. Su color va del gris claro al pardo rojizo (Echegoyén-Sánchez, et al., 1970) e intrusión tanto al Conglomerado Guanajuato como a la Formación Calderones y a la Andesita Cedros con un contacto seco, pero teniendo además numerosos diques, por lo general silicificados; su espesor varía entre 100 a 250 m (Randall et al., 1994) y su edad absoluta se considera de  $32 \pm 1.0$  Ma (Gross, 1975), ubicándola en el Oligoceno.

Originalmente se sitúa en el Distrito Guanajuato siendo su localidad tipo el Cerro Chinchindaro, el cual constituye un domo de dicha unidad; sin embargo, sus afloramientos van más allá del distrito y se extiende por la porción suroriental de la Sierra de Guanajuato (Martínez-Reyes, 1992). Esta unidad litológica se relaciona bastante con el intrusivo hipabisal Peregrina, siendo este de dimensiones reducidas que enajona concentraciones altas de metales preciosos.

### **Tectónica Regional**

Las rocas Mesozoicas existentes en el Distrito Minero Guanajuato han sido interpretadas como una secuencia de arco volcánico marino (Nieto-Samaniego et al., 2005) cuyas condiciones prevalecieron desde el Jurásico tardío hasta el Cretácico temprano. Dichas rocas presentan un grado importante de deformación y un metamorfismo regional de bajo grado. La aloctonía de dichas rocas atestigua una deformación pre-albiana importante con esfuerzos de orientación aproximada N-S (Martínez-Reyes, 1992). A esta deformación le siguió la compresión de la fase orogénica laramídica, que representa un arco magmático creado por la subducción de la placa Farallón, debajo del margen occidental de la placa Norteamericana, migrando el frente orogénico de occidente a oriente y que afectó a todas las unidades litológicas de edad Mesozoica (Randall et al., 1994), dando como resultado el gran anticlinal de rumbo NW hacia la parte norte de la Sierra de Guanajuato.

La discordancia existente entre las rocas Mesozoicas y las rocas Cenozoicas representa un hiatus sedimentario que corresponde con el tiempo en que ocurrió la orogenia Laramie (Nieto-Samaniego et al., 2005).

Las rocas Cenozoicas dentro del Distrito Minero Guanajuato no han sufrido más deformación que un fallamiento intenso producto de un régimen tectónico de extensión activo durante las diferentes épocas del Cenozoico incluyendo el Cuaternario (Martínez-Reyes, 1992). Este régimen extensivo dio como resultado fallas de rumbo NW y NE (Figura 3).

Durante el Paleoceno-Eoceno, Nieto-Samaniego (1990), distingue una primera fase de fallamiento asociado con la depositación del Conglomerado Guanajuato como resultados de la erosión de las rocas ubicadas en las cimas y la acumulación de los sedimentos resultantes en las cuencas creadas durante este evento; la única estructura identificada dentro de este grupo es la falla La Aldana, con rumbo NE-SW (Nieto-Samaniego 1990) (Figura 3).

Aranda-Gómez y McDowell (1998), a partir de estudios estructurales realizados en el Conglomerado Guanajuato y la Formación Calderones, sugieren tres etapas de extensión y fallamiento dentro del Distrito Minero Guanajuato, las cuales ocurrieron simultáneamente con la depositación de dichas unidades. En la primera etapa ocurrió una extensión en dirección NE-SW, produciendo un largo fallamiento de dirección NW-SE y la consecuente inclinación de las capas del miembro inferior del conglomerado hacia el NE; la segunda etapa de extensión produce un fallamiento de dirección NE-SW, posiblemente junto con la actividad de las fallas normales NW; el mejor ejemplo de ese fallamiento NE son las fallas Amparo y Rocha. La última etapa de extensión ocurrió durante y después de la depositación de la Formación Calderones, causando la inclinación de la secuencia hacia el NE; entre fallas se puede mencionar a la Veta Madre NE-SW (Nieto-Samaniego 1990) (Figura 1). Esta extensión activo todo el conjunto de fallas anteriores. Después el Oligoceno, se tiene el registro de otras fallas, como la del Bajío y el Graben de la Saucedá.

De acuerdo con Aranda-Gómez et al. (2000) y Ferrari et al. (2005), las etapas de extensión del Eoceno tardío a Oligoceno temprano corresponden a la Provincia Tectónica de Cuencas y Sierras (Basin and Range) que abarca desde el suroeste de Canadá hasta el límite entre la Mesa Central y la Faja Volcánica Transmexicana. El inicio de este evento está asociado al regreso del arco volcánico hacia trinchera.

Cabe mencionar que tanto durante la etapa de la orogenia Laramide como durante la fase extensional, existió la presencia de varios pulsos magmáticos relacionados de igual forma con el avance del arco volcánico hacia el oriente, como con la regresión del mismo hacia la trinchera y los procesos derivados de estos hechos.

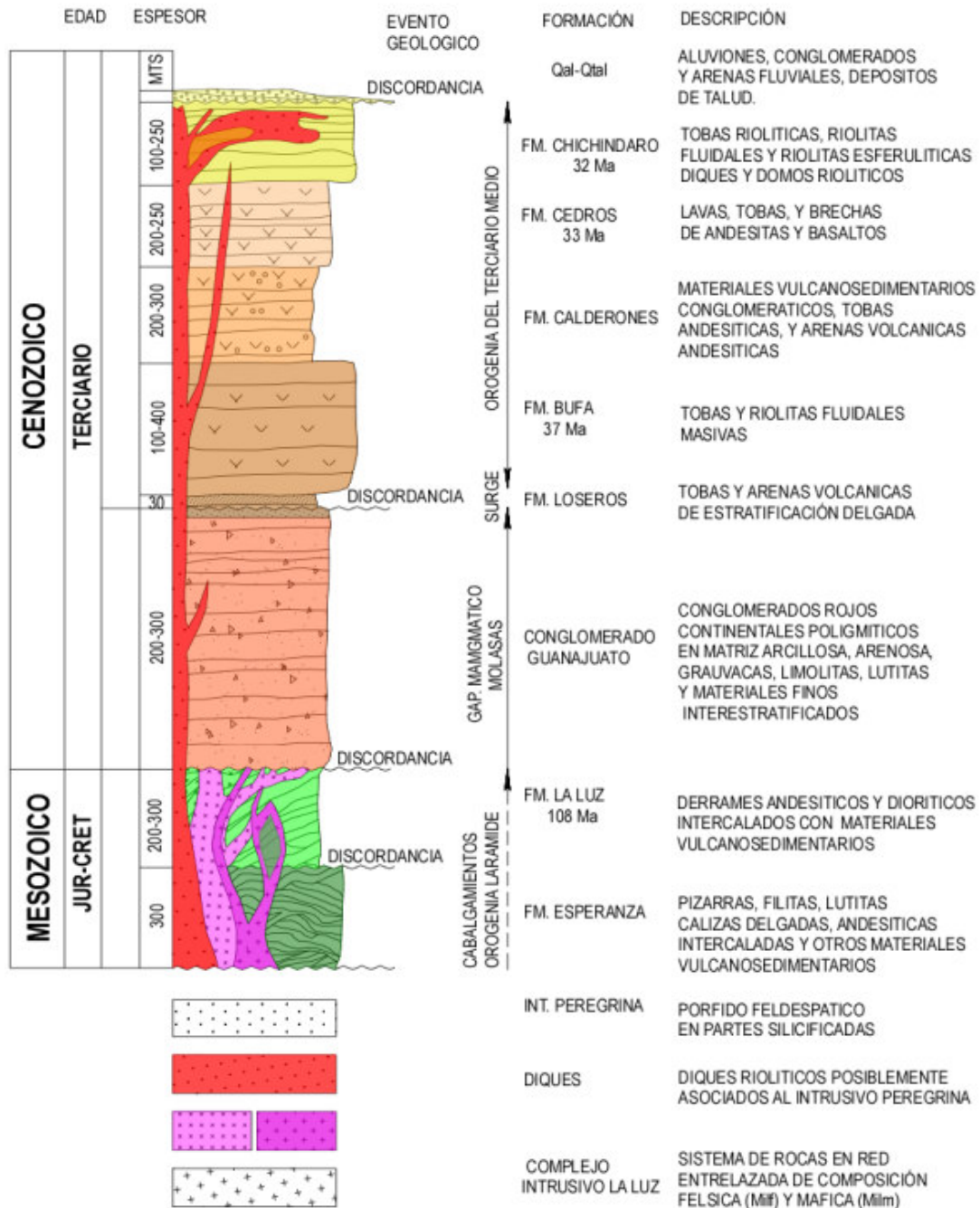


Figura 2. Columna litoestratigráfica modificada del original. Randall (1982,1990) Martínez (1987,1990) y Saldaña (1990).

### III.3. Geología Local

El Conglomerado Guanajuato fue cartografiado y descrito por Wandke y Martínez (1928), que reportan los principales afloramientos en un área aproximada de  $35\text{Km}^2$  en los alrededores de la ciudad de Guanajuato (Figura 3) y en afloramientos menos localizados aproximadamente 3 kilómetros al noreste de la misma ciudad.

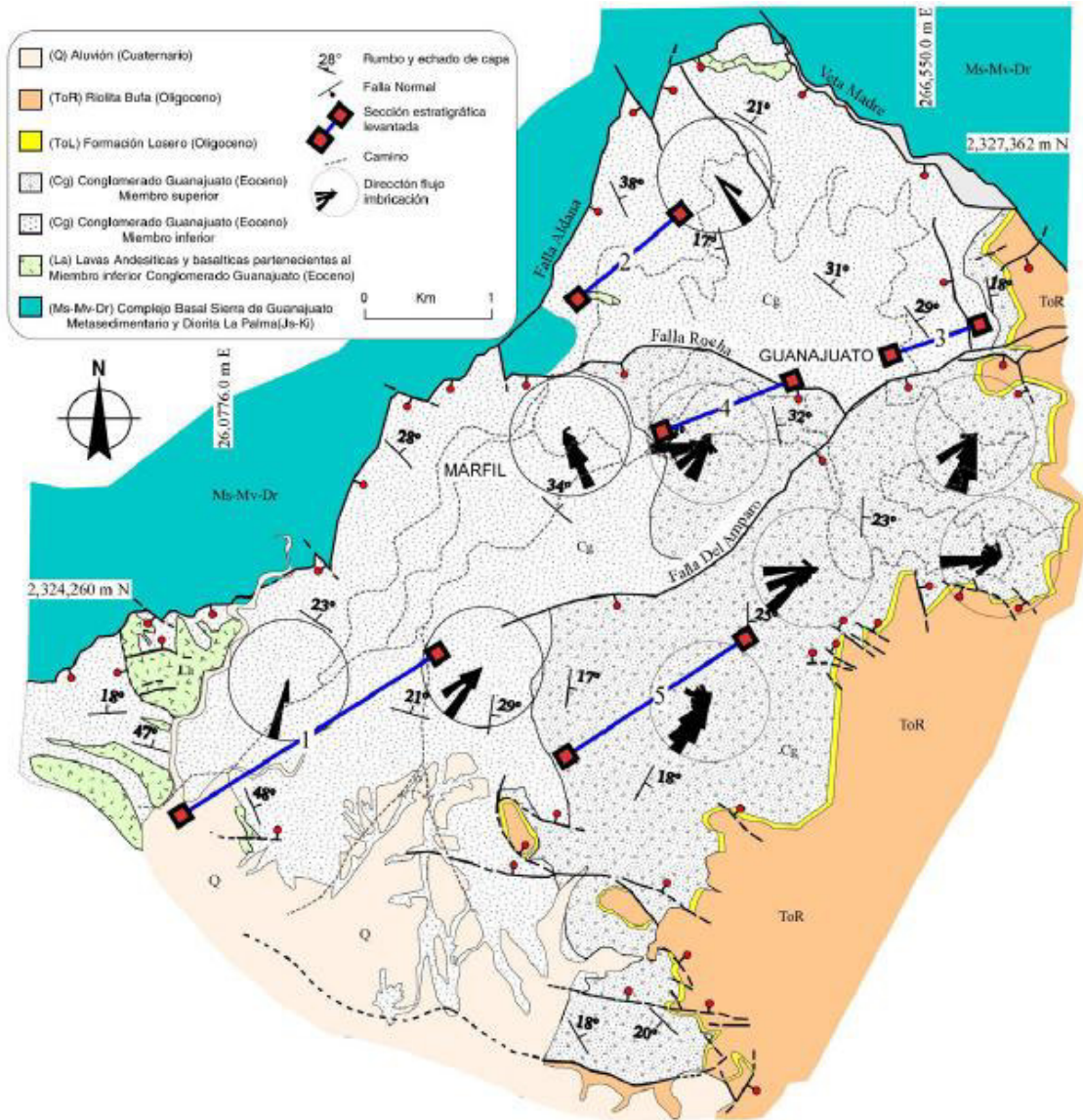


Figura 3. Carta geológica de afloramientos del Conglomerado Guanajuato. Las rosas corresponden a la dirección de flujo obtenida por imbricación de conglomerado.

Posteriormente Guiza et al. (1955) detallan la cartografía geológica de los afloramientos previamente reportados por Wandke y Martínez (1928). Martínez-Reyes (1992) reportó nuevos afloramientos del conglomerado Guanajuato al noreste de la ciudad de Guanajuato y Nieto-Samaniego (1992) publicó un trabajo donde incluyen una carta geológica con nuevos afloramientos al sureste de Guanajuato cerca del poblado La Palma. En el límite oeste de la Sierra de Guanajuato existen afloramientos de conglomerados rojos conocidos como Conglomerado Duarte y que han sido considerados correlacionables con el conglomerado Guanajuato (Martínez-Reyes 1992). El Conglomerado Guanajuato tiene un espesor de entre 1500 a 2000m y fue dividido por Edwards (1955) en miembro superior e inferior? Estratigráficamente sobreyace al complejo basal de la Sierra de Guanajuato y subyace a la cubierta volcánica Cenozoica. El contacto con el complejo basal es por falla (Edwards, 1955) y solo en algunas localidades es posible observarlo como discordancia angular (Figura 3; ej. Al W de Guanajuato; 101.272°W y 21.017°N). Las capas del Conglomerado Guanajuato se encuentran basculadas debido al fallamiento distensivo pos-Laramide que inició desde el Eoceno hasta el oligoceno (Aranda-Gómez y McDowell, 1998).

La edad del Conglomerado Guanajuato fue determinada por medio de información paleontológica y radiométrica. Fries et al. (1955) analizaron restos de vertebrados colectados en el miembro inferior, 2 kilómetros al sur del poblado de Marfil. La información aportada por Fries et al. (1955) fue limitada por la fauna del Cenozoico colectada solo permitió inferir una edad no más joven que el Oligoceno temprano. Por otra parte, Ferrusquia-Villafranca (1987) basado en restos de mamíferos (*Viverravus* sp. y *Apheliscus*) ubicó el miembro inferior en el Eoceno medio al Eoceno tardío. En un trabajo más reciente, Aranda-Gómez y McDowell (1998) dataron isotópicamente una colada de basalto localizada muy próxima a la base del miembro inferior, con una edad K-Ar en roca total de 49.3±1.0 Ma. En el presente trabajo reportamos una nueva edad isotópica  $^{39}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  para una colada

de composición andesítica ubicada en la parte media del miembro inferior con una edad de 45.8+/-0.8 Ma (Tabla 1).

<b>Muestra</b>	<b>Tipo de Roca</b>	<b>Material fechado</b>	<b>Método</b>	<b>Edad (Ma)</b>	<b>Referencia</b>
Base del Miembro Inferior	Basalto	Roca Total	K/Ar	49.3+/-1.0	Aranda-Gómez y McDowell (1998)
Parte media del Miembro Inferior	Andesita	Roca Total	<sup>39</sup> Ar/ <sup>40</sup> Ar	45.8+/-0.8	Este Trabajo

**Tabla 1. Dataciones isotópicas existentes en el miembro inferior del Conglomerado Guanajuato.**

Las edades isotópicas del Conglomerado Guanajuato son puntuales y exclusivamente corresponde al miembro inferior. La edad para el miembro superior se estima anterior a 37 +/-3 Ma (Riolita Bufa) (Gross, 1975), que corresponde a la edad más antigua de la cubierta volcánica sobreyacente al Conglomerado Guanajuato.

El análisis sedimentológico y estratigrafía del Conglomerado Guanajuato se realizó con base en el análisis de litofacies utilizando la nomenclatura de facies fluvial propuesta por Miall (1996) en cinco secciones estratigráficas medidas (Figura 3).

### **Miembro Inferior**

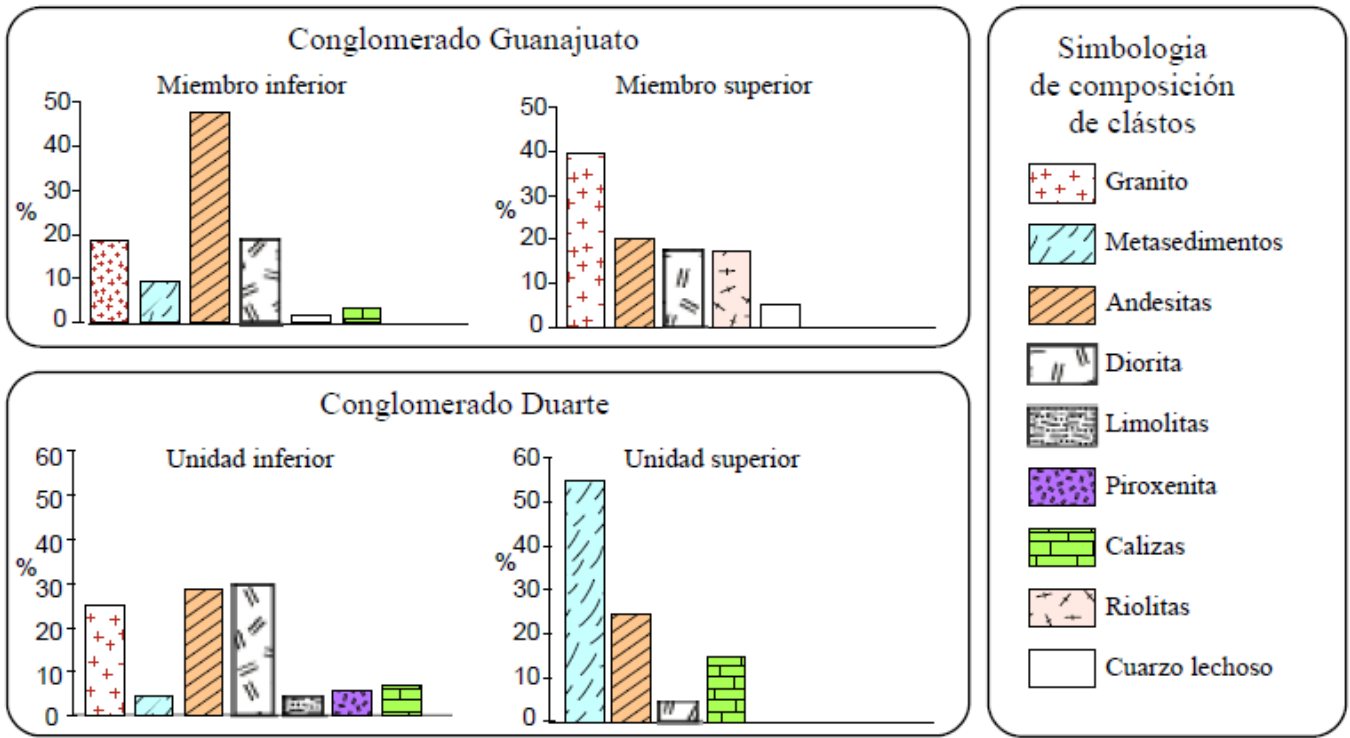
El miembro inferior del Conglomerado Guanajuato está constituido por litofacies de conglomerado (Gm, Gms, Sgpc), litofacies de areniscas gruesas, medias y finas (Sg, Sm, Ss, Sh Sf) y litofacies de grano fino (Fsm, F1) (Tabla 2).



<b>Facies</b>	<b>Descripción</b>	<b>Espesor m</b>	<b>Constituyentes principales</b>	<b>Estructuras Sedimentarias</b>	<b>Ambiente de Deposito</b>
Gms	Gravas de 1 a 10 cm y cantos de 10 a 28 cm de longitud soportados en una matriz de arena media a gruesa	0.15-1	Líticos Volcánicos	Ninguno	Flujo de Escombro
Gm	Canal de gravas angulares de 0.5 a 5 cm de composición polimíctica predominando los de composición volcánica, metasedimentos y en menor proporción	0.17-2	Líticos Volcánicos, metasedimentos y graníticos	Gradación normal imbricación	Canales menores
Sgpc	Canal de gravas y bloques de 0.5 a 1m de forma angular a subangular, pobremente seleccionados y soportados por clastos.	2	Líticos Volcánicos y graníticos	Pebble Cluster	Flujos Hiperconcentrados
Sg	Arena de grano medio a grueso, constituida por líticos angulares de 0.5 a 1 cm, de composición volcánica.	0.20-0.60	Líticos Volcánicos	Pebble Cluster	Canal de erosión relleno
Sm	Arena de grano medio, presenta líticos de composición volcánica.	0.20-0.60	Líticos Volcánicos	Gradación inversa	Deposito
Ss	Arena de grano medio a grueso, presenta líticos de composición volcánica	0.20-0.60	Líticos Volcánicos	Gotas de lluvia	Barras
Sh	Arena de grano medio, con líticos de composición volcánica	0.20-0.60	Líticos Volcánicos	Estratificación horizontal	Barras
Sf	Arena fina, con líticos de composición volcánica	0.20-0.60	Líticos Volcánicos	Masiva	Barras
Fsm	Limo-arcilla	0.5		Grietas de desecación	Planicie de inundación
F1	Limo-arcilla	0.5		Estratificación laminar	Planicie de inundación

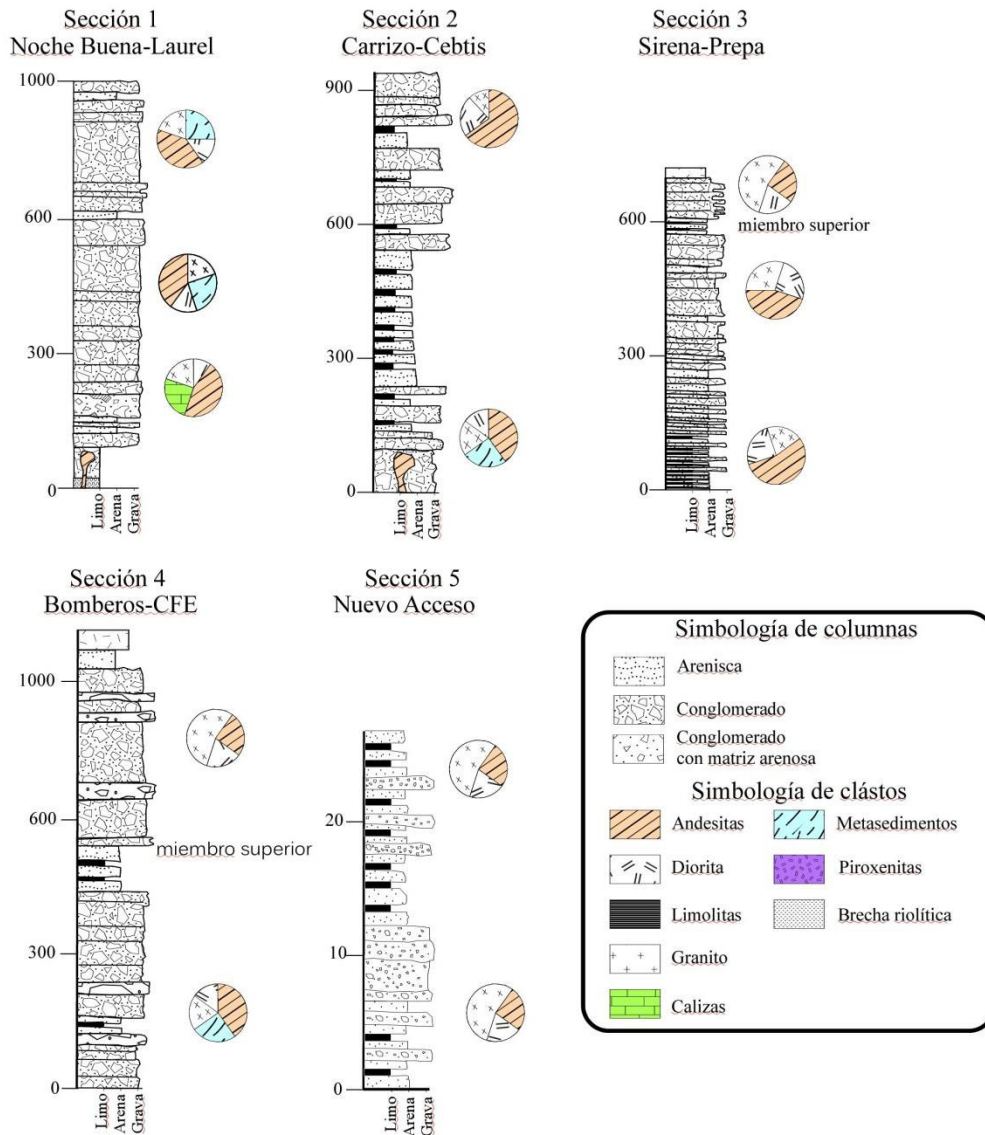
**Tabla 2. Tabla de litofacies del Conglomerado Guanajuato y Conglomerado Duarte, modificadas de la clasificación de Miall (1996).**

Siendo las litofacies más abundantes Gm y Gms (75%), las litofacies arenosas Sg, Ss, Sf (22%) y un 3% de litofacies de grano fino Fsm y F1. La litofacies de conglomerado masivo (Gm), está constituido por estratos de 0.17 a 2m de espesor extendiéndose lateralmente por varias decenas de metros. Están constituidos por clastos de 0.5 a 5cm de composición polimíctica predominando los volcánicos, metasedimentarios, calizas y en menor proporción los de composición granítica (Figura 4).



**Figura 4. Graficas de porcentaje de composición de clastos en el Conglomerado Guanajuato y el Conglomerado Duarte.**

La forma de los clastos es subangular a subredondeados de pobre a moderadamente seleccionados (Figura 6). La fábrica es soportada por clastos con gradación normal. Las capas de litofacies de conglomerado presentan una geometría cóncava con base erosiva y con sucesiones burdas grano-decrecientes hacia arriba. En algunas capas de litofacies Gm fue posible medir imbricación que promedio una dirección de paleoflujo SW10°-40° y SE 10°-50° en la parte media del miembro inferior (Figura 3 y 5).

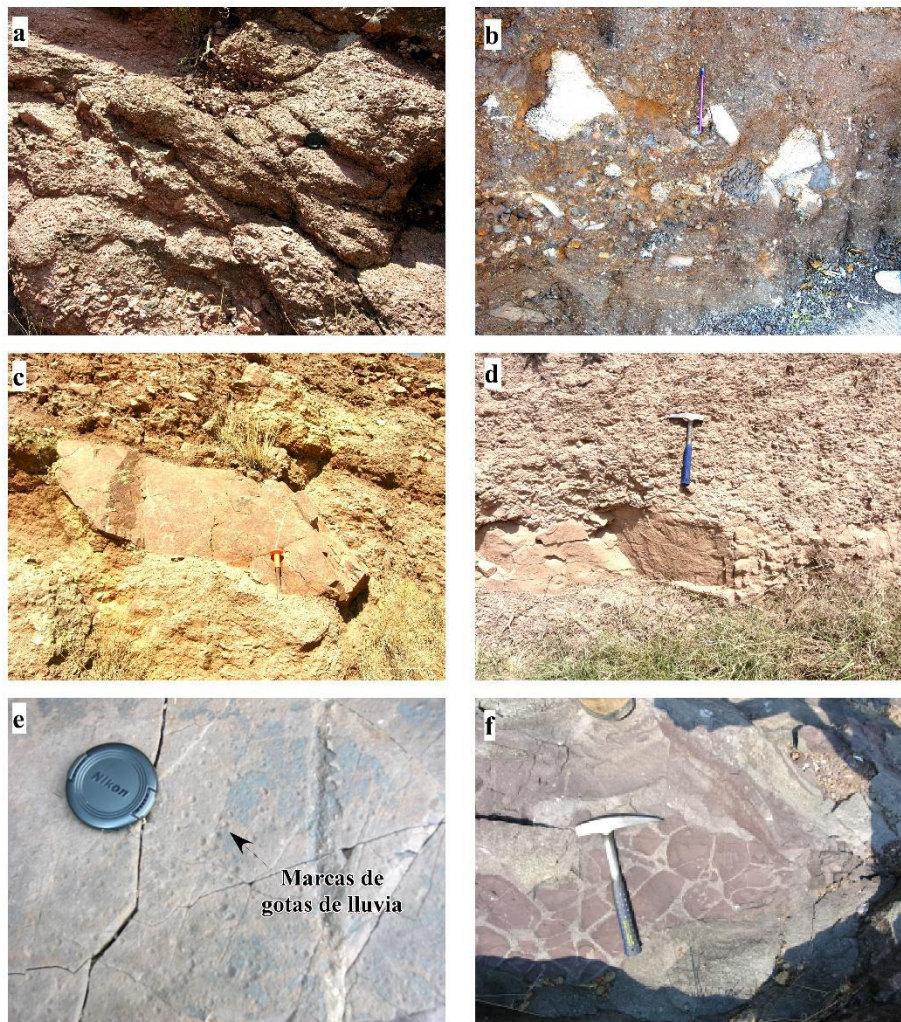


**Figura 5. Columnas estratigráficas medidas en el Conglomerado Guanajuato. La ubicación de las columnas se indica en la Figura 3**

Las litofacies de conglomerado soportado por (Gms), presenta estratos de 0.15 a 1m de espesor, extendiéndose lateralmente por varias decenas de metros. Los clastos son del tamaño de las gravas de 1 a 10cm y cantos de 10 a 28 cm soportados por una matriz de arena media a gruesa. La composición de los clastos y cantos es principalmente volcánica (andesitas, riolitas y diorita) de forma subangular y de pobre selección de (Figura 5). Las capas de litofacies Gms son

difíciles de trazar lateralmente y presentan generalmente base no erosiva con geometría tabular. Se encuentran intercaladas con las litofacies Gm. Las litofacies de conglomerado con bloques (Sgpc), corresponde a conglomerado constituidos por gravas y bloques subangulares a subredondeados de 0.5 a 1m, pobremente seleccionados y soportados por clastos. Las capas individuales presentan un espesor de 1.5 a 2m, la geometría es tabular con base erosiva. Presentan gradación normal y se encuentran intercaladas por facies Gms y Ss.

Las litofacies de areniscas (Ss), consisten de litarenitas de grano medio a grueso de color rojizo, que pueden presentar una o más de las siguientes estructuras primarias: estratificación horizontal, "Pebble Cluster" y marcas de gotas de lluvia (Figura 6). Los estratos de areniscas tienen un espesor de 20 a 60 cm, extendiéndose por varias decenas de metros. Se encuentran constituidos por líticos volcánicos de 0.5 a 1cm mal seleccionados.



**Figura 6. Litofacies del Conglomerado Guanajuato y Conglomerado Duarte. (a) Facies de conglomerado masivos (Gm). (b) Facies de flujos de gravedad (Gms). (c) Facies de flujos hiperconcentrados (Sgpc), la flecha indica un bloque de 80 cm de longitud. (d) Facies de areniscas (Ss). (e) Facies arenosas con impresiones de gotas de lluvia. (f) Facies de lutita (Fm) con grietas de desecación.**

Los estratos presentan una geometría lenticular intercalada con facies de areniscas (sm) y de lutitas masivas (Fsm). Las litofacies de areniscas (Sm) se presentan en estratos de 20 a 60 cm de espesor, constituida por areniscas de grano medio con escasos líticos volcánicos, su selección es moderada a pobre. Presenta estratificación inversa. Las litofacies de lutitas masivas (Fsm) presentan un color café a rojo vino, espesores de 0.5 a 4 cm. Presenta grietas de

desecación, mostrando los límites de sus polígonos bien desarrollados (Figura 6). Los estratos son continuos lateralmente por decenas de metros. Su geometría es tabular a lenticular, el tipo de superficie es plana, su relación con otras capas es paralela y esta intercalado con litofacies de lutitas con estratificación laminar (F1) y facies de areniscas (Ss).

El miembro inferior del Conglomerado Guanajuato contiene coladas y sills de andesitas y andesitas basáltica muy cerca de su base, en afloramientos localizados en las proximidades del puente Noche buena 2Km al suroeste de la ciudad de Guanajuato. Aranda-Gómez y McDowell (1998) dataron isotópicamente estos afloramientos obteniendo una edad K-Ar en roca total de 49.3 $\pm$ 1.0 Ma. En el presente trabajo reportamos una nueva edad isotópica 40 Ar/39Ar para una colada de composición andesítica (Figura 3 y 5) ubicada en la base de la columna 2 que corresponde a la parte media del miembro inferior con una edad de 45.8 $\pm$ 0.8 Ma (Tabla 1).

### **Miembro Superior**

El miembro Superior del Conglomerado Guanajuato está separado del miembro inferior por una discordancia erosiva de edad no determinada (Edwards, 1955) que puede observarse claramente en la ladera oeste del Cerro Sierra. Está constituido por 85% de litofacies de conglomerado (Gm, Gm, Sgpc) por un 10% litofacies de areniscas (Sg) y en un 5% de litofacies de grano fino (Fsm, F1) (Tabla 2). El rasgo más importante que permite diferenciar el miembro superior con el miembro inferior es la composición de los clastos ya que en el miembro superior los clastos graníticos son mucho más abundantes que en el miembro inferior en donde los clastos volcánicos y metasedimentarios son los que más abundan (Figura 4). Las litofacies de conglomerado masivo (Gm) consisten de estratos de 0.5 a 10 cm de forma subangular y de composición predominantemente volcánica y granítica. Su selección es pobre, con una matriz arenosa y fábrica soportada por clastos. La geometría de las capas es cóncava presentando base erosiva y gradación normal. Las gravas se encuentran localmente imbricadas con una dirección de paleoflujo de SW 40°-80°. Existen intercalaciones con litofacies de conglomerado con



bloques (Sgpc) y con litofacies de areniscas gruesas (Sg). Las litofacies de conglomerados con bloques (Sgpc), corresponde a depósitos de 2 m de espesor y varias decenas de metros de longitud. Constituidos por clastos de 1 a 10 cm hasta 1m. La forma de los clastos es subangular con fábrica soportada por clastos de composición volcánica y granítica. Los clastos no se encuentran orientados, ni imbricados, el arreglo es más bien caótico. La base no es erosiva y su geometría es tabular. La litofacies de arenisca gruesa (Sg), corresponde a capas de areniscas medias a gruesas con clastos de 0.5 a 1cm. La forma del clasto es subangular a subredondeado, de composición predominantemente volcánico y granítico pobremente seleccionadas (Figura 6). Se encuentran intercaladas con facies de lutitas (Fsm) de color café a rojo vino, con espesores de 0.5 a 4.0 cm grietas de desecación.

El límite superior del Conglomerado Guanajuato está cubierto concordantemente por la Formación Losero que a su vez subyace a la Riolita Bufa (37+/-3 Ma; Gross, 1975) y que corresponde a la base de la cubierta volcánica Cenozoica. La Formación Losero es una litarenita tobácea de color verde oliva claro, de 2 a 20m de espesor, presenta laminación paralela, localmente hacia su cima se observa estratificación cruzada que algunos autores han atribuido a depósitos de oleadas piroclásticas ocurridas durante el Oligoceno (Randall *et al.* 1994). El contacto entre el Conglomerado Guanajuato y la base de la Formación Losero es transicional en algunas localidades como en el Cerro Raíces (101.206°W y 21.005°N) y al NE del poblado Yerbabuena (101.270°W y 20.976°N) donde facies finas Fsm y F1 de color ocre se intercalan con areniscas de color verde olivo más ricas en líticos y ceniza volcánica hacia la cima de la sucesión, hasta llegar a la litarenita color verde olivo claro descrita como Formación Losero.

### **Ambiente de depósito**

La evolución vertical y lateral de las litofacies de los depósitos clásticos del Conglomerado Guanajuato sugieren un ambiente de sedimentación continental de abanico aluvial en su parte media y distal. Es claro el predominio de facies de abanicos aluviales progradados por sistemas fluviales trenzados, donde las

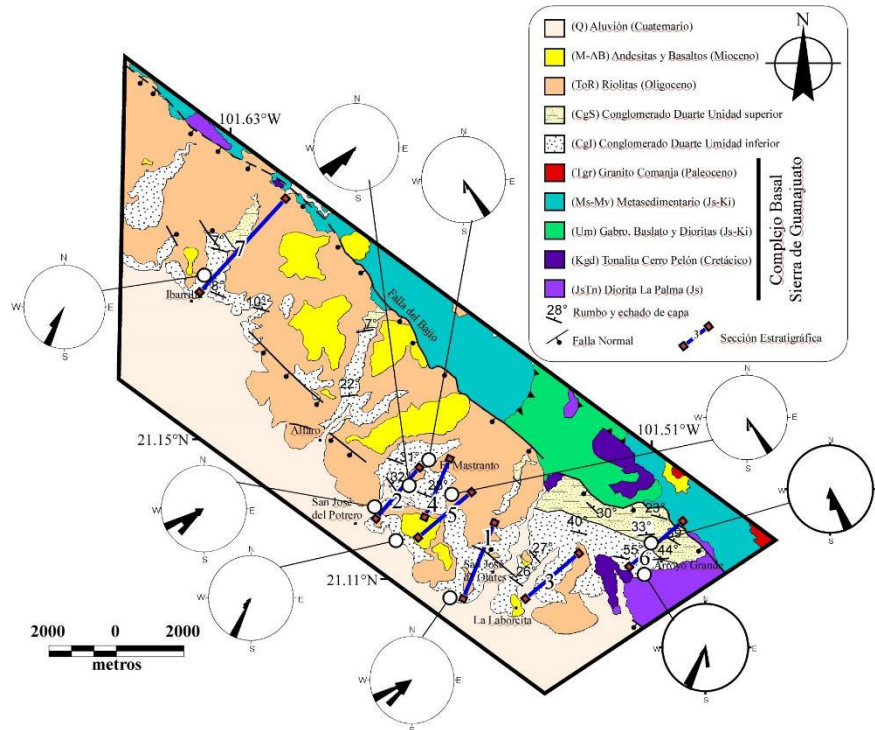
litofacias (Gm, Gms, Sgpc) pueden ser consideradas de alta energía y con transporte de carga de fondo predominantemente. Las litofacias (Sgpc) y Sm fueron originadas por flujos de gravedad lo que evidencia la existencia de paleotopografías elevadas en la zona de aporte de sedimentos. Del análisis general de la columna del conglomerado Guanajuato puede interpretarse una mayor influencia de escorrentía superficial en el miembro superior, donde dominan las facies fluviales de conglomerado en contraste con el miembro inferior donde dominan las facies de la parte media y distal (planicie de inundación) de abanico aluvial.

### **Conglomerado Duarte**

El Conglomerado Duarte fue descrito originalmente por Martínez-Reyes (1992) en el borde WSW de la Sierra de Guanajuato. En el presente trabajo se estudiaron siete localidades del municipio de León: Arroyo San Juan de Otates, El Juache, La Laborcita, Arroyo Mastranto, Arroyo El Salto, Ibarrilla y Arroyo Grande (Figura 7).

El espesor máximo medido es de 1700m en Arroyo Grande y lo hemos dividido en unidad inferior y superior. Estratigráficamente sobreyace de manera discordante al complejo basal de la Sierra de Guanajuato y subyace a la cubierta volcánica Cenozoica.





**Figura 7. Carta geológica de afloramientos del Conglomerado Duarte. Las rosas corresponden a la dirección de flujo obtenido por imbricación de conglomerados.**

Las capas del Conglomerado Duarte se encuentran basculadas y actualmente tienen un rumbo promedio  $N70^{\circ}W$  con echados  $55^{\circ}$  a  $23^{\circ}NE$  disminuyendo su inclinación de la base hacia la cima de la unidad inferior y unidad superior, siendo esto más notable en el extremo SE de los afloramientos estudiados (Figura 7). Por otra parte, los echados de capas en la unidad superior van de  $20^{\circ}$  a  $7^{\circ}NE$  en el extremo NW del área estudiada (Figura 7).

La edad del Conglomerado Duarte no ha sido determinada con precisión, sin embargo consideramos un rango de edad abierto pos-paleoceno y pre-oligoceno inferior tomando en cuenta que fue depositado sobre el complejo basal del Jurásico superior-Cretácico inferior y que está constituido por clastos derivados de la erosión del mismo, subyaciendo a su vez a la Riolita Cuatralba del Oligoceno inferior ( $28.2 \pm 0.7Ma$ ; Nieto-Samaniego *et al.*, 1996).

Un total de siete secciones estratigráficas fueron medidas en el Conglomerado Duarte (Figura 7 y 8). El análisis sedimentológico y estratigráfico del Conglomerado Duarte se realizó con base en el análisis de litofacies utilizando la nomenclatura de facies fluvial propuesta por Miall (1996).

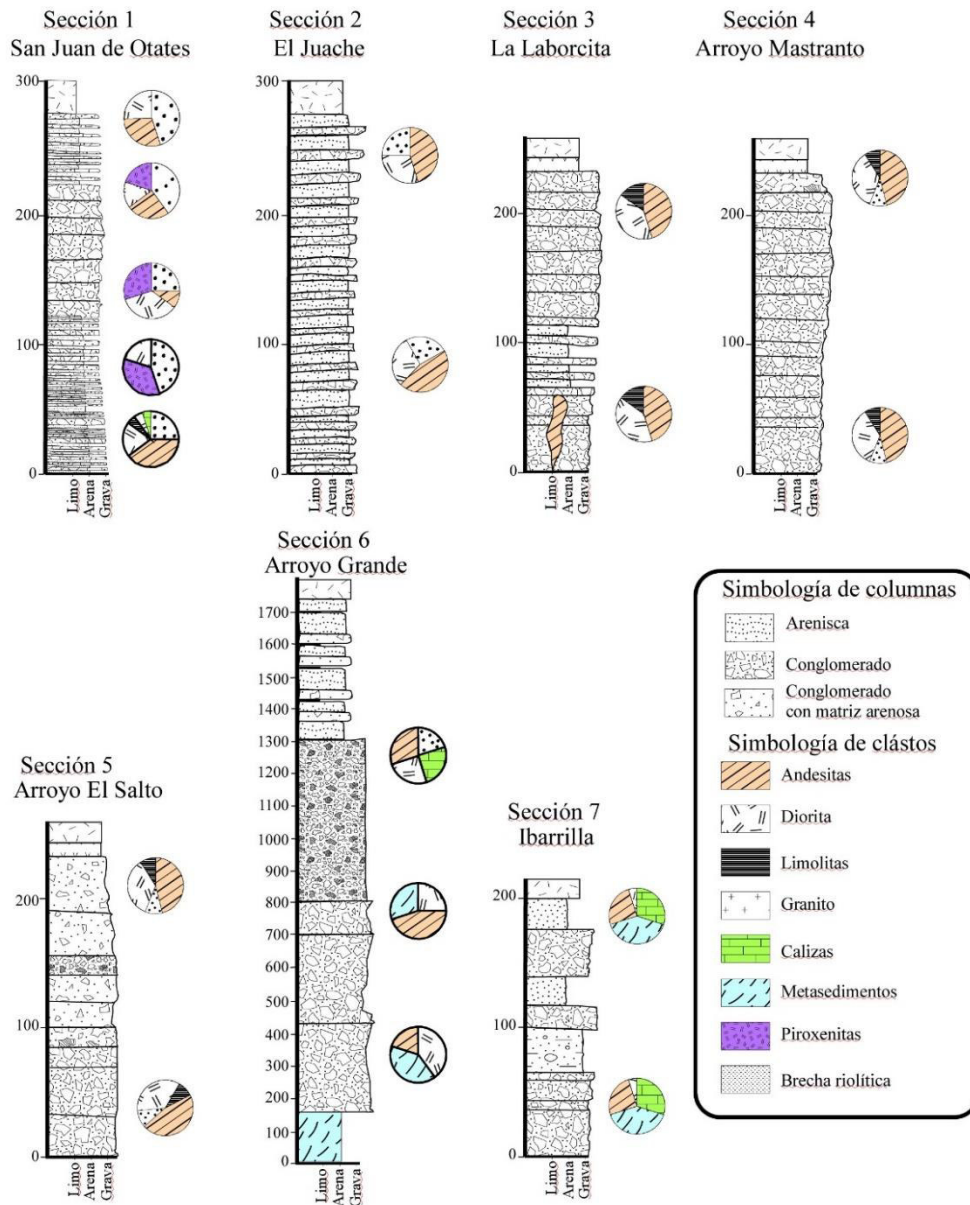


Figura 8. Columna estratigráfica medidas en el Conglomerado Duarte. La ubicación de las columnas se indica en la Figura 7.

### **Unidad inferior**

La unidad inferior del Conglomerado Duarte descansa discordantemente sobre el complejo basal y esta intrusionado por un sill de andesita con 25m de espesor, muy cerca de su base, 800m al NE de la comunidad de La Laborcita. Se desconoce la edad precisa de estos cuerpos de andesita, sin embargo, los situamos como pos-paleoceno y pre-oligoceno inferior.

La unidad inferior fue descrita en las localidades de Arroyo San Juan de Otates, El Juache, La Laborcita, Arroyo Mastranto y Arroyo El Salto, con un espesor máximo de 1200m medido en Arroyo Grande (Figura 7 y 8). Está constituida por una sucesión de conglomerados Gm (75%) intercalados por areniscas Ss (25%). Los depósitos de conglomerados tienen una estratificación incipiente o localmente bien estratificados de color rojizo. La litofacies Gm se presenta en estratos de 0.7 a 2m de espesor con continuidad lateral de decenas de metros y de forma lenticular con base erosiva. Los clastos que constituyen la litofacies Gm son de 5 a 7 cm de composición andesítica, diorítica, riolítica, calizas, granitos (Figura 4). En la parte media de la unidad inferior es notable la abundancia de clastos de piroxenita en la localidad La Laborcita. La forma de los clastos es sub-angular a sub-redondeada, y van de pobre a moderadamente seleccionados (Figura 6). La fábrica de la litofacies Gm es soportada por clastos con gradación normal. Los clastos se encuentran localmente imbricados con una dirección de paleoflujo SW 20°-65°. Es importante resaltar que hacia la cima de la unidad inferior en el Arroyo Mastranto y Arroyo El Salto cambian la dirección del paleoflujo, a SE 15°-40°, y la composición de los clastos, ya que incrementa el porcentaje de clastos de caliza en un 12%. Las facies Ss son areniscas de grano medio a grueso de color rojizo de composición litarenítica en su mayoría volcánica (andesitas, riolitas, dioritas). Se presentan en estratos de 35 a 90 cm de espesor. Localmente contienen estructuras de Pebble Cluster en donde los clastos exhiben un tamaño de hasta 40 cm, generalmente de composición volcánica, granítica y piroxenítica en una matriz arenosa.

### **Unidad Superior**

La unidad superior descansa concordantemente en la unidad inferior y fue descrita en la sección de Arroyo Grande con un espesor de 400m. Está constituida por litofacies de areniscas Sg (75%) y lutitas Fsm (25%) de color gris a café rojizo. Lateralmente hacia el NW es acuñada en la localidad de Ibarra por una secuencia de conglomerado (Gm) y areniscas (Ss). Las areniscas gruesas (Sg), corresponden a capas de areniscas medias a gruesas con clastos de 0.5 a 1 cm. Las litofacies de lutitas masivas (Fsm) presentan un color café a gris claro con espesores de 0.5 a 4cm. Presenta grietas de desecación, mostrando los límites de sus polígonos bien desarrollados. Los estratos son continuos lateralmente por decenas de metros.

Los conglomerados (Gm) tienen espesores de 0.5 a 3m de forma lenticular y continuidad lateral de decenas de metros. Los clastos son de 3 a 7cm, subangulares a subredondeados, de pobre a moderadamente seleccionados y composición predominantemente metamórfica (filitas, cuarcitas), clastos de calizas y clastos ígneos (andesita, riolita y diorita). La fábrica es soportada por clastos con gradación normal.

### **Ambiente de Depósito**

Las litofacies del Conglomerado Duarte sugieren un ambiente de sedimentación continental en la parte media y distal de abanico aluvial que se interdigita con un sistema fluvial trenzado. Dichas litofacies presentan una fábrica de clastos soportados en estratos tabulares a lenticulares alternados con areniscas de tamaño medio a grueso que a su vez se encuentran intercalados por lentes de lutitas que sugieren una depositación producto de la acción de flujos turbulentos y laminares. La columna estratigráfica general del Conglomerado Duarte es granodecreciente, donde la unidad inferior presenta un ambiente fluvial trenzado, mostrando un retroceso de la fuente hacia la unidad superior que está representado por facies de areniscas de barras y lutitas de planicie de inundación que evidencian menor energía de transporte.

## **CAPÍTULO IV.- RESULTADOS**

### ***IV.1. Análisis petrográficos de clastos de caliza del Conglomerado Guanajuato***

Edwards (1955) reporto la existencia de clastos de calizas con láminas de pedernal y un clasto de caliza fosilífera en el Conglomerado Guanajuato. El clasto de caliza fosilífera contenía fósiles de coral silicificado *Stylina (Heliocenia) sp.*, *Myriophyllia sp.* (Grupo de *M.rinitatis*) y *Drandraraea* que fue determinado como del Jurásico-Cretácico inferior. Edwards (1955) no reporto la ubicación o posición estratigráfica del clasto de caliza fosilífera, por lo que durante del conteo composicional de clastos se prestó especial atención en el conteo y muestreo de clastos de caliza considerando que aportaría información relevante sobre la geología del área fuente. El miembro inferior del Conglomerado Guanajuato presenta un 12% de clastos de calizas. Tomando en cuenta lo anterior, y considerando que las calizas pueden aportar información con relación a la edad y ambiente sedimentario de las rocas del área fuente, se analizaron petrográficamente.

Un total de 125 clastos de caliza fueron colectados y analizados petrográficamente, de los cuales el 20% corresponden a calizas de plataforma somera y el 80% a calizas de ambiente de cuenca. Los clastos de calizas de plataforma somera presentan una forma sub-angular, sub-redondeada a redondeada, de 7 a 50cm, de color gris claro. Los clastos corresponden a microfacies que presentan texturas packstone, wackestone y grainstone (Figura 9).

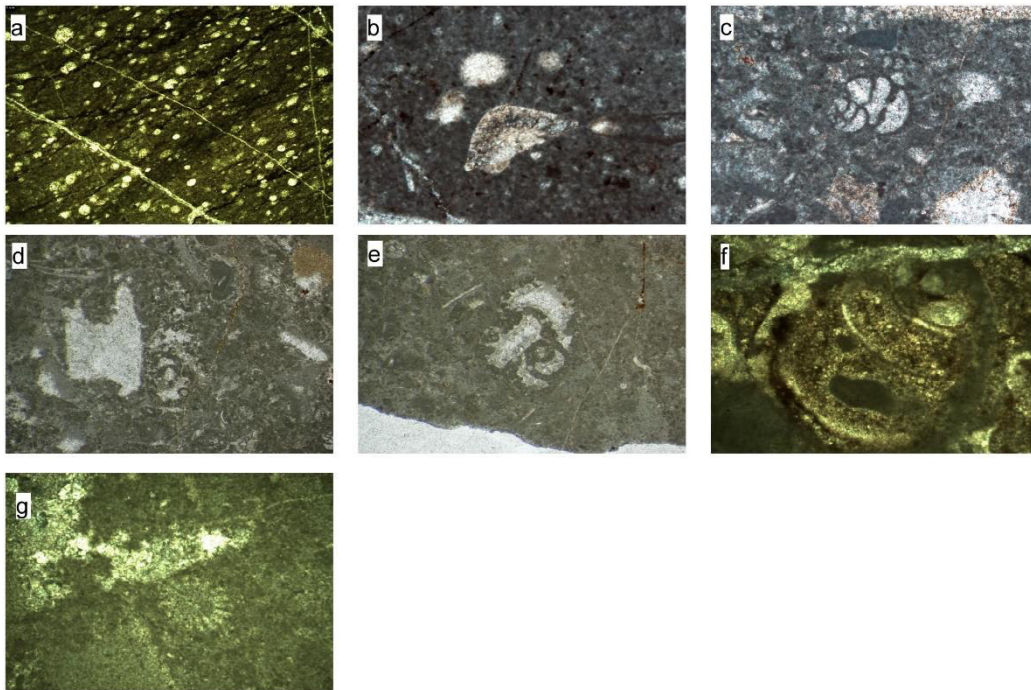


Figura 9. Microfotografías de los clastos de caliza estudiados: clastos del Conglomerado (b, c, d, e, f, g); clastos del conglomerado Duarte (a): Wackestone de radiolarios y calciesferas, (50X); Foraminíferos del Valanginiano de clastos del Conglomerado Guanajuato: b) *Neotrocholina valdensis*, (100X); c) *Pfederina neocomiensis*, (100X); d) *Pseudocyclammina lituus*, (100X); e) *Everticyclammina virguliana*, (100X). Otros esqueletales de clastos del Conglomerado Guanajuato: f) gasterópodos, (50X); g) espina de equinodermos, (50X).

Los clastos con textura wackestone son los más abundantes. Estos clastos se caracterizan por contener bioclastos, intraclastos laminares tipo estromatolitos y material detrítico inmersos en una matriz micrítica. Los bioclastos están representados por fragmentos esqueletales de bivalvos, braquiópodos, gasterópodos, equinodermos y foraminíferos (*Pseudocyclammina lituus*, *Everticyclammina virgulimmina*, *Pfederina neocomiensis*, *Neotrocholina valdense*, *Gaudryna sp*, *Neotrocholina valdensis* y *Glomospira sp*) del Valanginiano. Se observan de igual manera granos no esqueletales como oolitos y peloides. Los oolitos presentan forma esférica a elipsoidal de 0.25 a 2.00 mm de diámetro, con un núcleo predominantemente de cuarzo detrítico. Presentan pocas láminas concéntricas. Los peloides son de forma esférica a ovoide de 0.03 a 0.3 mm de

longitud y, a diferencia de los oolitos, no presentan estructuras internas. Los detríticos presentan forma sub-angular de 1 a 3 mm de longitud, representados por cuarzo, plagioclasas y minerales opacos. De igual manera se observan líticos volcánicos (andesita) y líticos sedimentarios (limolitas) de 4mm de longitud. En cuanto a los clastos de ambiente de cuenca, estos son sub-angulares a sub-redondeados de 5 a 7 cm de diámetro con una coloración gris oscura. La textura predominante es mudstone laminar y masiva con presencia de radiolarios generalmente mal preservados y calciesferas inmersos en una matriz de micrita o esparita. No fue posible identificar los radiolarios por encontrarse mal preservados, sin embargo por comparación y similitud de estas facies con las facies profundas de la Formación Arperos de la Sierra de Guanajuato, les atribuimos una edad probable del Jurásico superior-Cretácico inferior.

### **Interpretación**

La muestra de calizas analizadas las dividimos en dos grupos: (1) grupo de muestras con textura wackestone, packstone y grainstone; (2) grupo de muestras con textura mudstone con radiolarios. Las muestras con textura wackestone, packstone y grainstone con contenido de foraminíferos, oolitos y peloides indican un ambiente marino nerítico medio, algunos de estos clastos probablemente son de ambiente nerítico somero considerando la presencia de oolitos. La presencia de minerales como cuarzo, plagioclasas y líticos indica una proximidad a la costa. El grupo de muestras con textura mudstone con radiolarios indican un ambiente marino de cuenca que, por comparación y similitud de estas facies, atribuimos como roca fuente de dichos clastos a las facies profundas de la Formación Arperos de la Sierra de Guanajuato del Jurásico superior-Cretácico inferior.

### ***IV. 2. Análisis petrográficos de clastos de calizas del Conglomerado Duarte***

Un total de 100 clastos de calizas fueron colectados y analizados petrográficamente. Todas las muestras fueron colectadas en la unidad inferior del conglomerado Duarte. Todos los clastos analizados corresponden a mudstone. Los clastos son de 5 a 20 cm con forma sub-redondeada a redondeada, de color

gris oscuro. Las calizas estudiadas corresponden a microfacies de mudstone de radiolarios y calciesferas (Figura 8). Es común observar calciesferas de 0.5 mm de diámetro de forma concéntricas y cristales de pirita. Los radiolarios han sido afectados por los procesos diagenéticos, por lo que la mayoría muestra formas ovoides producto de la compactación. Estos clastos muestran evidencias de deformación representadas por múltiples estilolitas, y fracturas de tensión rellenas de calcita y calcedonia.

### **Interpretación**

El grupo de muestras con textura mudstone con radiolarios indican un ambiente marino de cuenca, la presencia de pirita en algunos clastos permite interpretar condiciones de cuencas probablemente anóxicas y reductoras. Por comparación y similitud de estas facies, atribuimos como roca fuente de dichos clastos a la facies profunda de la Formación Arperos de la Sierra de Guanajuato del Jurásico superior-Cretácico inferior.



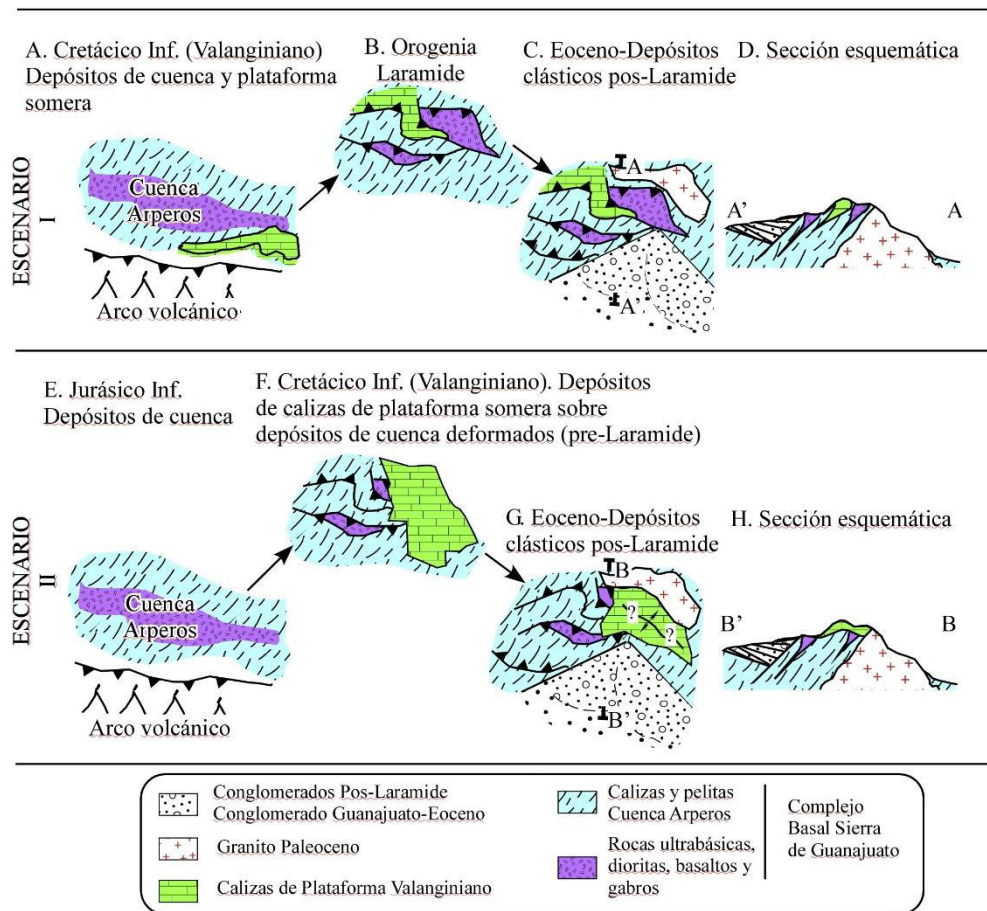
### ***IV.3. Implicaciones paleogeográficas de clastos de caliza***

Los depósitos clásticos del Conglomerado Guanajuato y Conglomerado Duarte son producto de la erosión de bloques levantados durante el Eoceno. Este pulso de levantamiento de bloques evidencia el inicio de la erosión de rocas del complejo basal de la Sierra de Guanajuato. En el miembro inferior del Conglomerado Guanajuato predominan clastos de composición andesítica u diorítica en un 66.8% y en un 12% de clastos de caliza. En el miembro superior predominan los clastos de granito con un 39.5% que evidencia el cambio de fuente de aporte por el levantamiento de bloques al NE de la ciudad de Guanajuato. En el Conglomerado Duarte predominan clastos de granito, diorita y piroxenita que corresponden a la litología existente en el bloque levantado del complejo basal al norte de los afloramientos estudiados. El límite superior de la unidad inferior del Conglomerado Duarte presenta hasta un 12% de calizas que a su vez son prueba del levantamiento de la Sierra de Guanajuato hacia el NNW y el retroceso hacia el NW del área fuente que pertenece a la asociación volcano-sedimentaria del Complejo basal.

Los clastos de caliza aportan información en cuanto a la procedencia, ambiente de depósito y edad de estas. Por lo que de acuerdo al marco geológico regional de la Sierra de Guanajuato las facies de calizas depositadas en la cuenca Arperos corresponden a facies de cuenca del Valangianiano-Turoniano (Davila-Alcocer y Martínez-Reyes, 1987). Estas calizas de cuenca u rocas volcano-sedimentarias fueron cabalgadas durante la orogenia Laramide por la asociación volcano-plutónica que ha sido interpretada como parte de la corteza superior de un arco volcánico intraoceánico (Lapierre et al., 1992; Ortiz-Hernández y Martínez-Reyes 1993). De acuerdo al análisis de clastos de caliza del Conglomerado Guanajuato y Conglomerado Duarte, corresponden a calizas de ambiente de cuenca y plataforma somera. Las calizas de ambiente de cuenca resultan acordes a un modelo donde la precedencia es de calizas de cuenca pertenecientes a la cuenca Arperos. En el Conglomerado Guanajuato se encontraron calizas fosilíferas que aportan nueva información en cuanto al ambiente sedimentario y

configuración paleogeográfica de la cuenca Arperos. El 20% de los clastos analizados corresponden a calizas de plataforma somera con fragmentos esqueléticos de bivalvos, braquiópodos, gasterópodos, equinodermos y foraminíferos (*Pseudocyclamina lituus*, *Everticyclamina virguliana*, *Pfenderina neocomiensis*, *Neotrocholina valdense*, *Gaudryina* sp, *Neotrocholina valdenses* y *Glomospira* sp) del Valanginiano (Figura 9). Edwards (1955) reportó la existencia de clastos de calizas con láminas de pedernal y un clasto de caliza fosilífera que contenía fósiles de coral silicificado *Stylina* (*Heliocoenia*) sp, *Myriophyllia* sp, (grupo de *M.rinitatis*) y *Drandraraea* que corresponde al Jurásico superior-Cretácico inferior. La existencia de estos clastos de calizas de plataforma somera del Valanginiano permite suponer que existen o existieron afloramientos de calizas someras pertenecientes probablemente al límite occidental de la cuenca Arperos. Es importante hacer notar que la forma de los clastos de calizas corrobora este supuesto, considerando que muchos de las muestras son subangulares o subredondeados por lo que Edwards (1950) supuso un transporte de no más de 10 Km del área de procedencia. Por otra parte, nosotros estimamos un transporte por carga de fondo de entre 3 a 15 Km que corresponde a distancias estimadas para clastos de calizas en casos naturales y experimentales compilados por **Mills** (1979). De acuerdo a la revisión bibliográfica realizada no encontramos reportes de afloramientos de facies someras correlacionables con la Formación Arperos, por lo que el reporte de estos clastos de calizas de facies someras deja abierta de la existencia de afloramiento de dichas facies en la Sierra de Guanajuato.

Para explicar la coexistencia de facies de calizas de cuenca y calizas de plataforma somera, sugerimos dos probables escenarios alternativos (Figura 10).



**Figura 10. Escenarios alternativos propuestos para el depósito de calizas de plataforma:** Escenarios I) Donde las calizas de plataforma (Valanginiano) son correlacionables con la asociación volcansedimentaria de la cuenca Arperos son considerados más antiguos (Jurásico superior) que las calizas de plataforma somera pertenecientes a los clastos encontrados.

Una posibilidad es donde consideremos que la edad de las calizas de plataforma (Valanginiano) es correlacionable con la asociación volcansedimentaria de la cuenca Arperos. Un segundo escenario donde los sedimentos volcansedimentarios de la cuenca Arperos sean considerados como más antiguos (Jurásico superior) que las calizas de plataforma somera perteneciente a los clastos encontrados. Esta interpretación puede considerar que las facies de plataforma somera estén relacionadas a una regresión asociada al cierre de la cuenca Arperos, donde prevalecían condiciones de plataforma somera con aporte

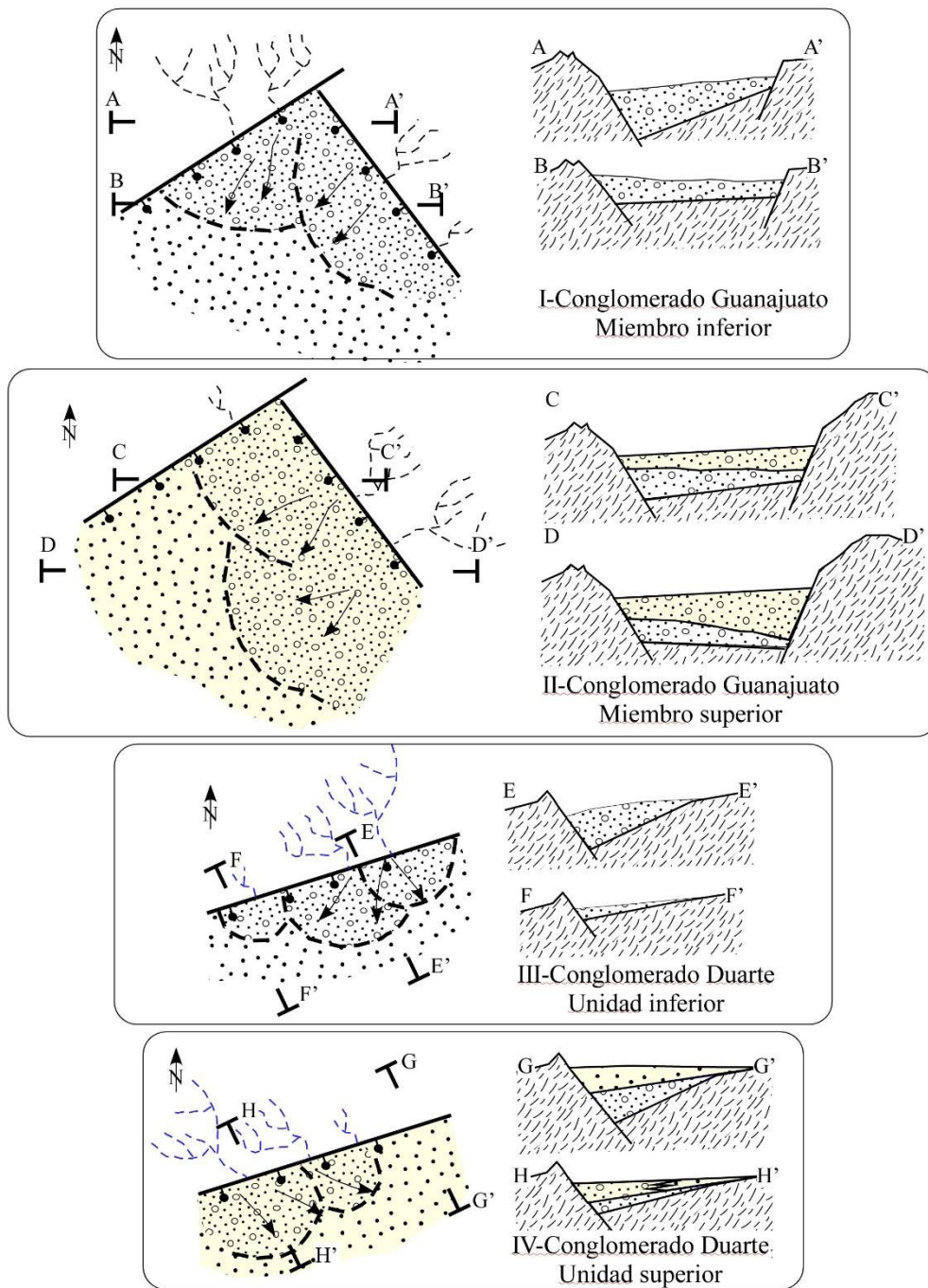
de detríticos tales como cuarzo, plagioclasas y líticos que indica una proximidad a la costa. La edad de los clastos de caliza de facies de plataforma somera se establece en el presente trabajo para el Valanginiano. A pesar de ello, los escenarios mencionados anteriormente pueden considerarse como probables, tomando en cuenta que la edad de la asociación volcánico-sedimentaria del complejo basal de la Sierra de Guanajuato no ha sido establecida con precisión.

## ***Discusión y Conclusiones***

### ***Evolución tectonosedimentaria***

El conglomerado Guanajuato (CG) está representado por litofacies depositadas en la parte media y distal de abanico aluvial. La presencia de litofacies relacionadas con flujos de gravedad (Sgpc y Sm) así como el basculamiento de las capas interpretadas como sindepositacional (Aranda-Gómez y McDowell, 1998) sustenta la existencia de pulsos de actividad tectónica y subsidencia durante el Eoceno.

La dirección del paleoflujo SW10°-40° y SE 10°-50° en la parte media del miembro inferior del CG sustentan la existencia de bloques levantados al NW y N de la ciudad de Guanajuato así como subsidencia de la cuenca hacia el NNW (Figura 3 y Figura 11).



**Figura 11. Representación esquemática de la evolución I tectonosedimentaria del Conglomerado Guanajuato y el Conglomerado Duarte durante el Eoceno. Y II) Deposición asimétrica del Conglomerado Guanajuato; II) y IV) Deposito del Conglomerado Duarte con subsidencia asimétrica de un medio graben.**

La discordancia angular entre el miembro inferior y superior del CG marcan el levantamiento de bloques al NE de la ciudad de Guanajuato que generaron flujos con dirección SW 40°-80° y que al mismo tiempo produjo subsidencia asimétrica de la cuenca hacia el SSE evidenciado por el basculamiento de las rocas y un mayor espesor del miembro superior acuñado al sur de la Ciudad de Guanajuato (Figura 3 y Figura 10).

El análisis de la dirección del paleoflujo soportan la interpretación del depósito del CG relacionado a 3 pulsos tectónicos que es comparable a la interpretación realizada por Aranda-Gómez y McDowell (1998) con base en el análisis del basculamiento de capas.

Las litofacies del Conglomerado Duarte sugieren un ambiente de sedimentación continental en la parte media y distal de abanico aluvial que se interdigita con un sistema fluvial trenzado. Durante la sedimentación de la unidad inferior del Conglomerado Duarte existió levantamiento de bloques al NE y subsidencia asimétrica mayor hacia el ENE. En la cima de la unidad inferior la composición de los clastos de calizas aumenta con un 12%, al mismo tiempo la dirección de proveniencia cambia de SW20°-65° a SE 15°-40°. Este cambio en el aporte es producto del levantamiento de la Sierra de Guanajuato hacia el NNW y al mismo tiempo el retroceso hacia el NW del área fuente, que es evidenciado por las facies de areniscas de barras y lutitas de planicie de inundación de la unidad superior (Figura 10). Esto también es sustentado por el cambio lateral de facies de conglomerado al W (Ibarrilla) y facies de areniscas al E (Arroyo Grande).

La estratigrafía de los depósitos de abanicos aluviales puede ser controlada por factores internos o externos. En el caso de los depósitos de abanico aluvial estudiados, consideramos que los factores externos tales como el clima o la litología del área fuente jugaron un papel secundario en la geometría o el tipo de facies. El control tectónico parece ser más importante considerado de las capas durante el depósito de las facies de conglomerado con clastos sub-angulares que son evidencia de transporte corto. Lo anterior ha sido demostrado en estudios experimentales numéricos donde exponen que el control tectónico de fallas activas

en sistemas de abanico aluvial tiene mayor influencia en la sedimentación comparado con la influencia de factores climáticos (precipitación) (Allen y Densmore, 2000).

Con base en los datos sedimentológicos, estratigráficos y el basculamiento sinsedimentario de capas se interpreta que existió espacio disponible generado por distensión y/o trastensión durante el depósito del Conglomerado Guanajuato y el Conglomerado Duarte. La geometría de los clastos y las discontinuidades internas tales como la discordancia entre el miembro inferior y el miembro superior ponen en evidencia la mayor actividad tectónica durante el depósito del Conglomerado Guanajuato comparado con el depósito del Conglomerado Duarte. Las fallas que limitan actualmente los afloramientos de los depósitos estudiados no corresponden a las fallas maestras que limitaron la zona fuente de las cuencas de depósito, considerando que las facies que bordean las fallas Veta Madre y Falla del Aldana en el Conglomerado Guanajuato y la Falla del Bajío en el Conglomerado Duarte, no presentan facies de brechas con bloques angulares, flujos de escombros o fallamiento sinsedimentario en las proximidades de ellas. Las fallas maestras que controlaron la sedimentación probablemente se localizan enmascaradas por la cubierta volcánica Cenozoica.

El Conglomerado Guanajuato es considerado del Eoceno medio con base en una datación isotópica K-Ar de 49.3 $\pm$ 1.0Ma (Aranda-Gómez y McDowell, 1998) para la base del mismo inferior. En el presente trabajo reportamos una nueva edad isotópica  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  para una colada de composición andesítica ubicada en el aparte media del miembro inferior con una edad de 45.8 $\pm$ 0.8Ma (Tabla 2). La edad para el miembro superior se estima anterior a 37 $\pm$ 3Ma (Riolita Bufo) (Gross, 1975) que corresponde a la edad más antigua de la cubierta volcánica sobreyacente al Conglomerado Guanajuato. El Conglomerado Duarte fue depositado sobre el complejo basal del jurásico superior-Cretácico inferior y subyace a la Riolita Cuatralba del Oligoceno inferior (28.2 $\pm$ 0.7 Ma; Nieto-Samaniego et al., 1996), por lo que consideramos es correlacionable con el



Conglomerado Guanajuato tomando en cuenta que ambos corresponden a depósitos clásticos pos-Laramide y pre-vulcanismo Sierra Madre Occidental.

## BIBLIOGRAFÍA

- Aguirre-Díaz, G.J.; Nelson, S. A.; Ferrari, Luca; y López-Martínez, M., 1997. Ignimbrites of the central Mexican Volcanic Belt, Amealco and Huichapan calderas (Querétaro-Hidalgo), in Aguirre-Díaz, G.J.; Aranda-Gómez, J.J.; Carroasco-Núñez, G.; and Ferrari, Luca, eds., Magmatism and tectonics of central and northwestern México – Aselection of the 1997 IAVCEI General Assembly excursions: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Excursión 1, p. 1-39.
- Aranda-Gómez, J.J.; y McDowell, F.W., 1998. Paleógene extensión in the southern Basin and Range Province of Mexico; syndepositional tilting of Eocene Red Beds and Oligocene volcanic rocks in the Guanajuato Mining District: *International Geology Review*, v. 40, p. 116-134.
- Aranda-Gómez, J.J., Godchaux, M.M.; Aguirre-Díaz, G.J., Bonnicksen, Bill; y Martínez-Reyes, Juventino, 2003. The superimposed volcanic arcs in the southern cordillera –from the early cretaceous to the Miocene, Guanajuato, Mexico, in *Geologic traverses across Cordilleran Mexico, Guidebook for the field trips of the 99<sup>th</sup> Geological Society of America Cordillera Section Annual Meeting, Puerto Vallarta, Jalisco. Mexico, April 5-8, 2003: Mexico, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Publicación Especial 1, Field trip 6, p. 123-168.*
- Aranda-Gómez, J.J., MolinaGarza, R., McDowell, F. W., Vassallo-Morales, L.F., Ortega-Rivera, M. A., Solorio-Munguía J.G., y Aguillón-Robles, A. 2007. The relationships between volcanism and extensión in the Mesa Central: the case of Pinos, Zacatecas, México *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 24, num. 2, p. 216-233.
- Botsford, C. W., 1909, The Zacatecas district and its relation to Guanajuato and other camps: *The Engineering and Mining Journal*, 87, 1227-1228.
- Centeno-García, E., Guerrero-Suastegui, M., and Talavera-Mendoza, O., 2008, The Guerrero Composite Terrane of western México: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone, in Draut, A., Clift, P.D., and Scholl, D.W., eds *Formation and Applications of the Sedimentary Record in Arc Collision Zones: Geological Society of America Special Paper 436*, p.279-308, doi: 10.1130/2008.2436(13).
- Corona-Chávez, P., 1988, Análisis estratigráficos de la porción centro-oriental de la Sierra de Guanajuato: México, D. F., Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingenierías y Arquitectura, BS thesis, 60 p. (unpublished).

- Chiodi, M., Monod, O., Busnardo, R., Gaspar, D., Sanchez, A., Yta, M., 1988, Une discordance ante Albienne date par une faune d'ammonites et de braquiopodes de type Téthysin au Mexique Central: *Geobios*, 21, 125-135.
- Dávila-Alcocer, V. M., and Martínez-Reyes, Juventino, 1987, Una edad cretácica para las rocas basales de la Sierra de Guanajuato: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Simposio sobre la geología de la Sierra de Guanajuato, resúmenes, p. 19-20 (abstract).
- Echegoyén-Sánchez, J.; Romero-Martínez, S.; and Velázquez-Silva, S., 1970, Geología y yacimientos minerales de la parte central del distrito minero de Guanajuato: *Boletín Consejo de Recursos Mineros no Renovables*, v. 75, p.35.
- Edwards, J. D., 1955, Studies of some early Tertiary red conglomerates of central México: U.S. Geological Survey, Professional Paper, (264-H), 183p.
- Ferrusquia-Villafranca, I., 1987, Reubicación geocronología del Conglomerado Guanajuato basada en nuevos mamíferos, in Programa, resúmenes y guía de excursión del simposio sobre la geología de la región de la sierra de Guanajuato, Guanajuato Gto., 28-30 de abril: Universidad Autónoma de México, Instituto de Geología, 21-23.
- Freydier, C., Lapiere, H., Ruiz, J., Tardy, M., Martinez-R., J. and Coulon, C., 2000, The Early Cretaceous Arperos basin: An oceanic domain dividing the Guerrero arc from nuclear Mexico evidenced by the geochemistry of the lavas and sediments. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 13, pp. 325-336.
- Fries, C., Hibbard, Jr., y Dunkley, D.H., 1955. Early Cenozoic vertebrates in the Red conglomerate al Guanajuato, Mexico. *Smithsonian Miscellaneous Collection*, v. 123, n. 7, 25 p.
- Gross, W. H., 1975, new ore discovery and source of silver-gold veins, Guanajuato, Mexico: *Economic Geology*, 70, 1175-1189.
- Guiza, R., 1949. Estudio geológico del distrito minero de Guanajuato: Instituto Nacional para la investigación Recursos Mineros (México), *Boletín* 22, 75p.
- Labarthe-Hernandez, G., Tristán-Gonzales, M., and Aranda-Gómez, J. J., 1982, Revisión estratigráfica del Cenozoico de la parte central del Estado de San Luis Potosí: Instituto de Geología y Metalurgia de la Universidad de San Luis Potosí, México, Folleto Técnico no. 85, 208 p.
- Lapiere, H.; Ortiz, E.; Abouchami, W.; Monod, O.; Coulon, C.; and Zimmermann, J. L., 1992, A crustal section of an intra-oceanic island arc; the Late Jurassic-Early Cretaceous Guanajuato magmatic sequence, central Mexico: *Earth and Planetary Science Letters*, v.

- Martínez-Reyes, J., 1992. Mapa geológico de la Sierra de Guanajuato, con Resumen de la geología de la Sierra de Guanajuato: Universidad Autónoma de México, Instituto de geología, Cartas geológicas y mineras 8 mapa de escala 1:100, 000 con texto explicativo en el reverso.
- Miall, A., 1996. The geology of fluvial deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology. Springer-Verlag. Italia 428 p.
- Mills, H.H., 1979. Downstream rounding of pebbles-a quantitative review. Journal of Sedimentary Petrology, 49, 295-302.
- Monod, O., Lapierrre, H., Chiodi, M., Martínez-Reyes, J., Calvet, P., Ortiz-Hernandez, L.E. y Zimmermann, J. L., 1990. Reconstitution d "un arc insulaire intra-oceanique au Mexique central- la sequence volcano-plutonique de Guanajuato (Cretace inferior): Comptes rendis des seances de 1" Academic des sciences (Paris), ser 2., v. 310, p. 45-51.
- Nieto Samaniego, A. F., 1992. Fallamiento y estratigrafía cenozoica en la parte sudoriental de la Sierra de Guanajuato. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. V.9, n.2. p. 146-155.
- Nieto-Samaniego, Á F., Macías-Romo Consuelo, Alaniz-Álvarez, S. A., 1996, Nuevas edades isotópicas de la cubierta volcánica cenozoica de la parte meridional de la Mesa Central, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 13, 117-122.
- Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz Álvarez, S. A. Camprubi Cano, A., 2005, La Mesa Central de México: estratigrafía, estructural y evolución tectónica cenozoica: Boletín de la Sociedad Geología Mexicana, v. 57, núm. 3, p. 285-317.
- Ortiz-Hernández, L.E.; Chiodi, M.; Lapierre, H.; Monod, O.; y Calvet, Ph., 1990 (1992), El arco intraoceanico alóctono (Cretácico Inferior) de Guanajuato- Características petrográfica, geoquímicas, estructurales e isotópicas del complejo filoniano y de las lavas basálticas asociadas; implicaciones geodinámicas: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 9, no. 2, p. 125-145.
- Ortiz-Hernández, L.E., and Martinez. Reyes, Juventino, 1993, Geological structure petrological and geochemical constraints for the centralmost segment of the Guerrero Terrane (Sierra de Guanajuato, central Mexico): Guidebook of field trip C, First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference, Guanajuato (Mexico) November 5-22, 25 p.
- Ortiz-Hernández, E.L., Acevedo-Sandoval, O. A., and Flores-Castro, K 2003, Early Cretaceous intraplate seamounts from Guanajuato, central México, geochemical and mineralogical data: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geologia: Revista Mexicana de Ciencias Geologicas, v. 20, p. 27-40.

- Philip A. Allen and A. L. Densmore, 2000, Sediment flux from an uplifting fault block, *Basin Research*, 12, 367-380.
- Quintero-Legorreta, Odranoel, 1992, Geología de la region de Comanja, estados de Guanajuato y Jalisco: Universidad Nacional Autonoma de México, Instituto de Geología, *Revistas*, v. 10, no.1, p. 6-25.
- Randall-Roberts, J. A.; Saldaña-A., E.; and Clark K. F., 1994, Exploration in a volcano-plutonic center at Guanajuato, Mexico: *Economic Geology*, v. 89, p. 1722-1751.
- Rust, B. R., 1972, Pebble orientation in fluvial sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, V. 42, 384-388.
- Stein, G; Lapierre, H.; Monod, O.; Zimmermann, J.L.; and Vidal, R., 1993, Petrology of some Mexican Mesozoic plutons-sources and tectonic environments: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 7, no. 1, p. 1-7.
- Tardy, Marc; Lapierre, H.; Boudier, J-L.; Yta M.; and Coulon, Ch., 1991, The Late Jurassic-Eearly Cretaceous arc of western Mexico (Guerrero terrane); oringin and geodynamic evolution: Universidad Autónoma de México, Instituto de Geología, Convención sobre la evolución de México y I Congreso mexicano de Mineralogía, *Memoria*, p. 213-215.
- Wandke, A., y Martínez J., 1928. The Guanajuato mining district, Guanajuato, México: *Economic Geology*, y 23, p. 1-44.