



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOFÍSICA

**Caracterización geoquímica e isotópica de las rocas intrusivas y del
basamento del área de Mazatlán, Sinaloa**

T E S I S

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE MAESTRO EN
CIENCIAS DE LA TIERRA

P R E S E N T A

GERARDO FERNANDO ARRIETA GARCÍA

DIIRECTOR DE TESIS

DR. PETER SCHAAF
INSTITUTO DE GEOFÍSICA

Ciudad Universitaria, Cd. Mx., diciembre 2016



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.

Resumen

El área de estudio se encuentra al NW de México en la ciudad de Mazatlán, Sinaloa y sus alrededores. Las rocas más abundantes en el área son rocas volcánicas de la Sierra Madre Occidental (SMO), uno de los eventos volcánicos más voluminosos de América (cubre 360 km²). La máxima actividad ocurrió entre 32 y 24 Ma. Las rocas de basamento por debajo de esta zona han sido poco estudiadas. En trabajos previos se ha reportado un basamento del Jurásico Tardío y tres pulsos magmáticos. El origen de este magmatismo (Batolito de Sinaloa) es claramente relacionado a la subducción desde mediados del Jurásico hasta probablemente el final del Oligoceno. Este complejo ígneo intrusionó a un basamento metamórfico representado por esquistos, ortogneises (163 Ma, U-Pb) y paragneises (edad máxima de sedimentación 171 Ma, U-Pb). Los primeros pulsos magmáticos aflorando en el área están representados por gabros fechados indirectamente entre 155 y 171 Ma. Se fechó una intrusión cuarzo monzodiorítica en 136 Ma con U-Pb (edad no reportada previamente) y tonalitas en 98 Ma. También se reporta una edad de 131 Ma (U-Pb) para un gneis milonítico en contacto con los paragneises. Otras rocas intrusivas de composición granítica se fecharon en 28 y 62 Ma (U-Pb), equivalentes a las rocas volcánicas de la SMO. Por medio de la comparación de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr en rocas calcáreas con la curva de evolución del Sr en el agua de mar en el tiempo, se fechó una caliza en el área como Jurásica Tardía. Analizando la geoquímica de las rocas batolíticas se observa un enriquecimiento en SiO₂ en las rocas menores a 75 Ma con respecto a las mayores de 75 Ma. Las edades modelo de Nd en rocas graníticas varían entre 605 y 770 Ma, mientras que en las rocas máficas como tonalitas y gabros se obtuvieron valores de 1037 Ma y 1372-1562 Ma respectivamente. Basado en los valores de εNd las rocas batolíticas se pueden dividir en dos grupos: uno con valores de εNd entre 0.3 y 3.3 y otro con valores negativos entre -1.3 a -1.8. Se propone que estas firmas isotópicas de residencia cortical relativamente antigua son causadas por una contaminación de magma durante su acenso y emplazamiento, o bien, por un reciclaje de la corteza. El componente contaminante pertenece a un basamento más antiguo que hasta ahora no se ha observado en el área de estudio. También se presentan nuevos valores isotópicos para el manto empobrecido por debajo del NW de México, obtenidos analizando xenolitos peridotíticos colectados en los basaltos alcalinos, relacionados a la apertura del golfo, en Punta Piaxtla 40 km al norte de Mazatlán. Estos nuevos valores para el manto empobrecido son muy importantes para el cálculo de la edad modelo de Nd. Se discutirán los resultados obtenidos en el área y su comparación con los datos obtenidos con otros parámetros del manto empobrecido para México. Mediante el análisis de edades previas obtenidas por K-Ar y su comparación con las edades de U-Pb, se revela la compleja historia térmica de la zona de estudio.

Abstract

The study area of this work is located in the NW part of Mexico close to the city of Mazatlán, Sinaloa, and its surroundings. The most abundant rocks in this area are volcanic rocks from the Sierra Madre Occidental (SMO), one of the most voluminous volcanic event in America (covering 360,000 km²). Its peak volcanic pulse occurred between 32 and 24 Ma. The underlying basement rocks have been poorly studied. In previous works a late Jurassic basement and three plutonic pulses were reported. The origin of this magmatism (Sinaloa Batholith) is clearly related to subduction processes since the middle Jurassic until probably the end of the Oligocene. This igneous complex intruded metamorphic basement rocks represented by schists, orthogneiss (163 Ma, U-Pb) and paragneiss (maximum sedimentation age 171 Ma, U-Pb). The first magmatic pulses outcrop in the area are represented by gabbroic rocks dated indirectly between 155 and 171 Ma. A dioritic intrusion was dated at 136 Ma by U-Pb (age not previously reported) and tonalitic rocks were dated at 98 Ma. We also report a 131 Ma (U-Pb) mylonitic orthogneiss in contact with the paragneiss. Other granitic intrusive rocks were dated at 28 and 62 Ma (U-Pb), which is equivalent to the volcanic rocks of the SMO. Comparing ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr in calcareous rocks with the seawater evolution curve through time, we dated a limestone sequence in the area as Late Jurassic. Looking at the geochemistry of these rocks we can observe an SiO₂ enrichment of rocks younger than 75 Ma and less enrichment in rocks older than 75 Ma. Nd model ages for the granitic rocks range from 605 to 770 Ma, while for the mafic rocks, such as tonalite and gabbro these values are 1037 Ma and 1372-1562 Ma, respectively. Based on εNd parameters, the batholithic rocks can be divided into two groups: one εNd values between 0.3 and 3.3 and the other with negative values between -1.3 a -1.8. We propose that these isotopic signatures and the relatively old crustal residence ages are caused by magma contamination during ascent and emplacement or by crustal recycling. The contaminating crustal component belongs probably to an older basement, from which till now no outcrops were observed in the zone. We also present new Sr-Nd data for the depleted mantle below NW Mexico, obtained from peridotitic xenoliths collected in Pliocene alkali basalts, related to the opening of the Gulf of California, at Punta Piaxtla, 40 km north from Mazatlán. These new values are very important for Nd model age calculation with depleted mantle parameters. We will discuss the complete data set for the study area in comparison with other Nd model age parameters for Mexico. By looking at some of the previously reported mineral ages obtained by K-Ar in comparison with new U-Pb ages, a complex thermal history in the zone is evident.

Índice

1.- Introducción	1
- Objetivos	5
- Justificación del trabajo	6
2.- Metodología	7
- Alcances de la investigación	8
- Trabajo de campo y análisis químicos	8
- Petrografía	8
- Análisis EDS	9
- Geoquímica de elementos mayores	10
- Elementos Traza	10
- Geoquímica Isotópica	11
- Obtención de zircones para fechamientos por U-Pb	15
- Base de datos	18
3.-Geología Regional	19
- Basamento	19
- Metacaliza	20
- Batolito de Sinaloa	20
- Sierra Madre Occidental (SMO)	23
- Complejo Volcánico Inferior	23
- Supergrupo Volcánico Superior	24
- Basaltos cuaternarios	25
- Depósitos Mioceno – Pleistoceno	25
- Depósitos y yacimientos minerales	26
- Alteraciones	27
4.- Geología del área de estudio	29
- Mapa Geológico	30
- Unidades de basamento	31
- Rocas Batolíticas	44
- Mesa Cacaxtla	67
- Caliza (metasedimentaria)	74
- Rocas de cobertura (SMO)	75
5.-Geoquímica	79
- Elementos Mayores	79
- Elementos Traza	85
- Geoquímica Isotópica	90

6.- Geocronología	99
- Fechamientos por U-Pb	100
- Método $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en carbonatos	109
- Fechamientos indirectos	112
Discusión	115
- Conclusiones	127
- Trabajos a realizar	128
Bibliografía	129
Anexos	135

1.- Introducción

En el noroeste de México se encuentran algunos de los rasgos geológicos más sobresalientes del país. El Golfo de California, los procesos involucrados en su desarrollo, la Sierra Madre Occidental y, en general, el magmatismo presente en toda el área, han sido motivo de numerosos estudios con el fin de entender y analizar su historia geológica.

El estudio de las rocas que cubren esta vasta región ha ayudado al entendimiento de dicha historia. Sin embargo, para analizar los procesos y ambientes geológicos dominantes, así como su configuración, es necesario indagar más atrás en el registro geológico. Esta búsqueda nos llevó a la colecta y análisis de las rocas relacionadas al basamento en esta zona.

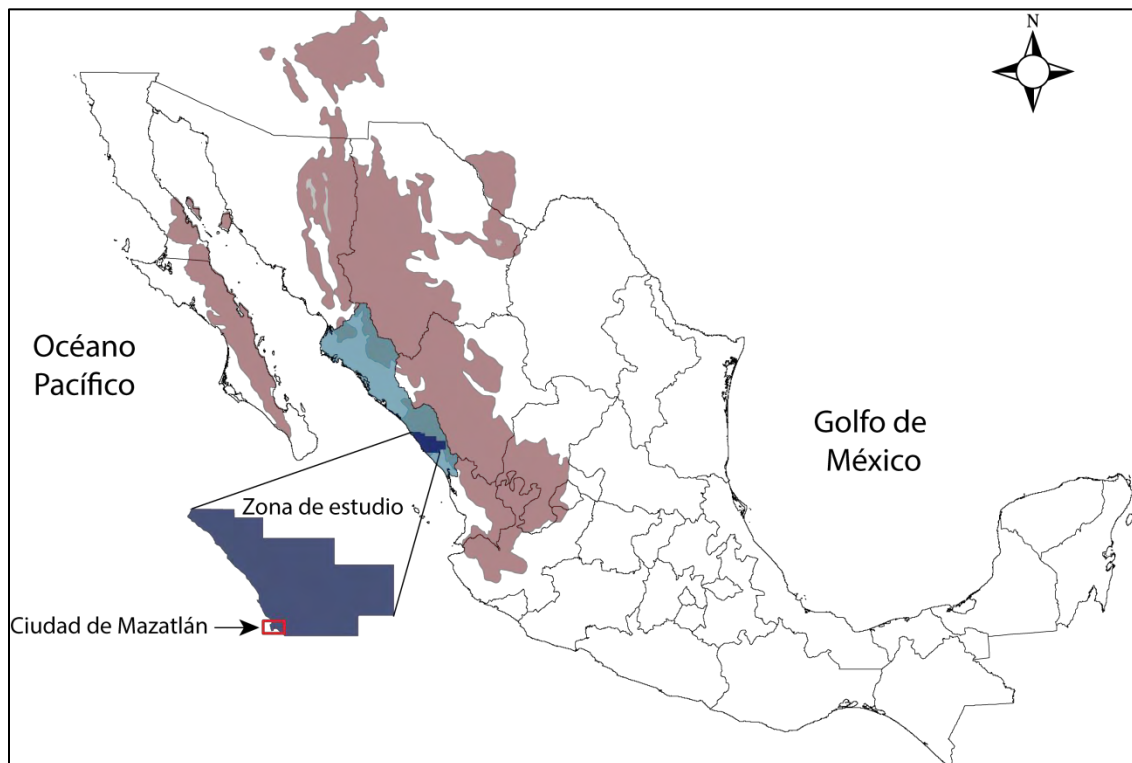


Figura 1. Sinaloa (azul claro), zona de estudio (azul marino) ubicada en los alrededores de la ciudad de Mazatlán, Sinaloa (recuadro rojo). Magmatismo relacionado a la Sierra Madre Occidental (sombreado rosa).

El área de estudio se ubica al norte y al oriente de la ciudad de Mazatlán, Sinaloa (Fig. 1). El rasgo geológico dominante en esta área y en general del NW de México es la Sierra Madre Occidental, cubriendo una extensión de 360,000 km² lo cual representa el 18.3% del territorio nacional. El estado de Sinaloa posee una superficie de 57,365 km² de los cuales alrededor del 50% lo cubren rocas volcánicas de la Sierra Madre Occidental

En este trabajo se considera basamento a rocas metamórficas del Jurásico Tardío representadas por esquistos, paragneises y ortogneises. Dichas rocas están intruidas por rocas batolíticas que van desde el límite Jurásico – Cretácico hasta el Mioceno y son cubiertas por rocas volcánicas de composición riolítica del Eoceno y Oligoceno, que conforman la mayor parte de la SMO. Con respecto a las rocas más antiguas en los alrededores de la ciudad de Mazatlán, estas se han relacionado con el Terreno Guerrero (Campa y Coney, 1983) definiéndolas como rocas volcansedimentarias comprendidas entre el Jurásico Tardío y el Cretácico Medio. Este terreno se dividió después en dos situando esta área dentro del Terreno Tahue (Sedlock *et al.*, 1993) este se definió por estar conformado por rocas metasedimentarias de origen incierto con edades del Paleozoico medio las cuales fueron acrecionadas a Norteamérica en el Jurásico Tardío, además de rocas plutónicas y volcánicas de arco que van del Jurásico Tardío al Cenozoico. En trabajos más recientes el Terreno Tahue está descrito como uno de cinco (Tahue, Zihuatanejo, Guanajuato, Arcelia y Teloloapan) que componen al Terreno Guerrero (Centeno García *et al.*, 2008). Las rocas que lo caracterizan son rocas volcánicas marinas y continentales así como vulcanosedimentos y rocas sedimentarias clásticas, con edades entre el Jurásico Superior y el Cretácico Medio (Centeno-García *et al.*, 1993).

Respecto a la composición geoquímica del manto superior por debajo de este basamento se tienen algunas evidencias en los xenolitos reportados en la Mesa de Cacaxtla (Henry y Fredrikson, 1987; Richter y Carmichael, 1993; Luhr y Aranda-Gómez, 1997;) y en la Isla Isabel (Housh *et al.*, 2010) ambos se encuentran en lavas alcalinas del Plio- Pleistoceno. En este trabajo se analizará la geoquímica y relaciones isotópicas de las rocas correspondientes a la Mesa de Cacaxtla (Punta Piaxtla y Punta Prieta) incluyendo los xenolitos contenidos en dichas lavas.

Este basamento fue intrusionado por lo que hoy en día representa el segundo batolito más grande de México, el batolito de Sinaloa, con una extensión de 4,400 km² se puede interpretar como una continuación del batolito de Sonora. Al Norte se relacionan con los Batolitos Cordilleranos de California y Baja California (Henry y Fredrikson, 1987; Henry *et al.*, 2003). La génesis de este batolito se relaciona directamente a la subducción de la placa de Farallón debajo de la placa Norteamericana. En el batolito de Sinaloa se han detectado varios pulsos magmáticos con composiciones variables (Henry y Fredrikson, 1987; Henry *et al.*, 2003), que incluyen desde gabros y tonalitas hasta granitos y granodioritas.

En los últimos 20 Ma la geodinámica de esta región a resultado en cambios drásticos en la paleoconfiguración del noroeste de México. Cuando las fallas transformes asociadas a la dorsal se comenzaron acercar a la trinchera, la placa de Farallón se seccionó formando microplacas (Menard, 1978). La subducción de dichas microplacas, seguido por el choque de la dorsal con la trinchera, marcó el cambio de un régimen compresivo a uno extensional con una componente lateral derecha (Atwater, 1970). Este fue el inicio de lo que hoy conocemos por Golfo de California.

Una pieza clave en la reconstrucción del pasado geológico del NW de México es el archipiélago de las Islas Marías (San Juanito, María Madre, María Magdalena, María Cleofas) ubicadas 130 km al Oeste del puerto de San Blas, Nayarit. Estudios recientes en la Isla María Madre, han detectado un ensamble cristalino (Complejo Papelillo), compuesto por rocas de basamento del Jurásico Medio (160-168 Ma), intrusionadas por tonalitas y granodioritas de 80.8 a 83.4 Ma (Pompa-Mera *et al.*, 2013). La isla vecina (al sureste) María Magdalena está formada por secuencias sedimentarias someras no mayores a 21 Ma, intrusionadas por *sills* gabroicos, todo el conjunto se interpreta como parte de un piso oceánico (Villanueva-Lascurain *et al.*, 2013). Al noroeste de la Isla María Madre se encuentra San Juanito, una isla donde aflora un basamento probablemente permo-triásico, con intrusiones de 80 Ma (Peralta y García, 2013) correlacionables a las de la Isla María Madre.

Las últimas expresiones magmáticas en el área, son las relacionadas directamente a la apertura del golfo. Dichos productos magmáticos poseen firmas geoquímicas alcalinas que atestiguan un adelgazamiento cortical, como el magmatismo en las lavas de la Mesa de Cacaxtla (Aranda-Gómez *et al.*, 2003). También existen reportes de otras localidades, con las mismas condiciones geoquímicas, como Isla Isabel (Housh *et al.*, 2010); Pericos, Culiacán; El Salto, Durango (Ferrari *et al.*, 2007). Determinar el inicio de la apertura del golfo por la composición de los magmas es tema de debate ya que aun cuando la subducción se había detenido las firmas en los magmas relacionadas a subducción continúan apareciendo (Calmus *et al.*, 2011; Ferrari *et al.*, 2013).

Objetivos

Los objetivos de este trabajo son la caracterización geocronológica, geoquímica e isotópica de las rocas cristalinas del área de Mazatlán, Sinaloa. Dichas rocas incluyen el magmatismo batolítico y las unidades relacionadas al basamento donde fueron emplazados los plutones.

Se pretende describir las rocas batolíticas y de basamento, atendiendo su distribución espacial, composición, petrogénesis, geocronología y geoquímica isotópica. Con esta información se definirá la evolución y ambiente tectónico del área de estudio y su correlación en un marco regional del NW de México.

Los datos obtenidos en este trabajo se compararán con información previamente generada para esta zona tanto para las rocas batolíticas (Henry y Fredrikson, 1987; Henry *et al.*, 2003) como para las rocas de basamento (Arredondo-Guerrero, 2004; Cuellar-Cárdenas *et al.*, 2012). Se comparan los datos isotópicos generados para la zona de estudio con colecciones de datos existentes para el NW de México y localidades relacionadas como Baja California Sur (Pérez-Venzor, 2013; Schaaf *et al.*, 2000), Islas Marías (Pompa-Mera *et al.*, 2013 y Puerto Vallarta (Schaaf, 1990). Estos datos se incorporarán al marco geológico regional con lo que pretende afinar las interpretaciones y modelos. Lo anterior ampliará la base de datos isotópicos en el NW de México lo que brindará un panorama más amplio para su estudio.

Uno de los objetivos principales de este trabajo es definir la edad del basamento y los distintos pulsos del batolito de Sinaloa, lo que contribuirá a la revisión y detalle del registro geológico del área de Mazatlán. Con esto se pretende afinar la correlación con otros sectores del NW de México, incluyendo el Archipiélago de las Islas Marías y Baja California Sur.

Al correlacionar rocas, con respecto a su geocronología y su petrogénesis, con distintas ubicaciones en la porción NW de México, se podrá reconstruir cada vez con mayor precisión el modelo tectónico previo a la apertura.

Justificación del trabajo

El estudio de los recursos energéticos y minerales de cada país ha cobrado una vital importancia a través de la historia. La comprensión del registro geológico es fundamental para el desarrollo y aprovechamiento de dichos recursos. La base para un mejor entendimiento de dicho registro es la cartografía geológica aunada a la geoquímica y geocronología. En este sentido, México posee el 99% del territorio nacional con cartografía geológica a escala 1:250,000 pero menos del 35% con una cartografía a escala 1:50,000 (Servicio Geológico Mexicano, página *web*). Por ejemplo, Francia posee cartografías geológicas al 100% en escalas 1:50,000 y 1:10,000, al igual que Estados Unidos de América. En virtud de lo antes mencionado, todo trabajo que contribuya al enriquecimiento de la cartografía geológica y que además genere nuevos datos geoquímicos, geocronológicos y de interpretación es importante para el desarrollo del país en este rubro. Es preciso mencionar que el objetivo central de este trabajo no se centra en el detalle cartográfico del área, sin embargo, se han verificado y validado mapas preexistentes (Henry y Fredrikson, 1987; Henry C.D., 1989).

Toda la información generada en esta zona cobra un sentido relevante al saber que Sinaloa es uno de los estados con mayor potencial minero de la República Mexicana. En el año 2012 fue el estado 15 en la participación de la producción minera total, pero cuarto en cuanto a la cantidad de compañías realizando trabajos de exploración enfocados a metales económicos (SGM, Anuario estadístico, 2012). Si bien la geología económica no es el tema central del trabajo, este estudio podrá contribuir de manera indirecta a futuros trabajos relacionados con la génesis de los depósitos minerales así como las rocas afines a éstos, su geocronología, geoquímica y en general aportando un mayor conocimiento geológico del área.

2.- Metodología

Para el desarrollo de este trabajo se utilizaron diferentes técnicas analíticas. En este capítulo se describe cada una de ellas, así como la sucesión con la cual se decidió abordar cada segmento de este estudio (Fig.2).

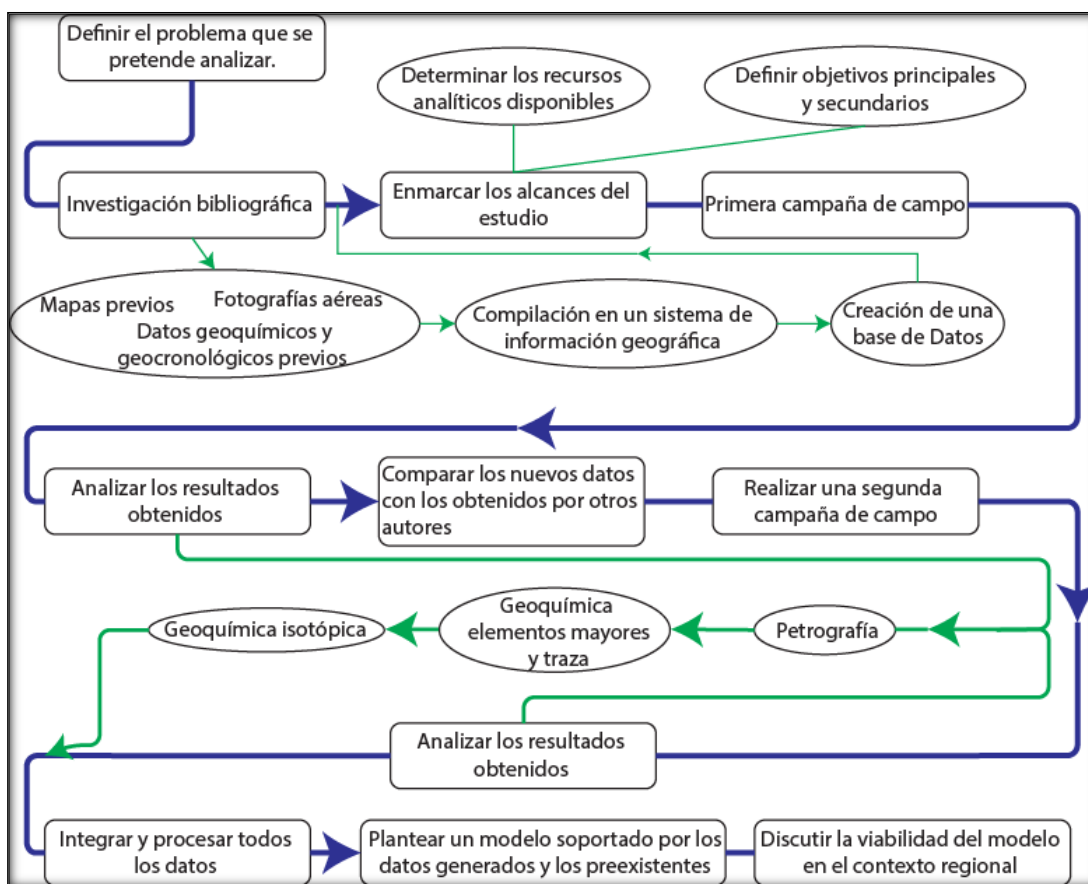


Figura 2. Diagrama de la metodología empleada en este estudio.

Investigación bibliográfica

Como complemento a lo que tradicionalmente incluye este apartado, se compiló una base de datos usando como plataforma un sistema de información geográfica (Arc Map). En ella se georeferenciaron todos los datos geocronológicos publicados para el NW de México, los mapas previos y fotografías (aéreas y satelitales) además de algunas cartas geofísicas (ver referencias).

Alcances de la investigación

Debido a la complejidad del área de estudio, en cuanto a la cobertura terciaria y vegetación, se dejó un poco de lado el desarrollo de una cartografía a detalle. Se decidió entonces centrar el estudio en la determinación geoquímica, isotópica y geocronológica de las rocas relacionadas al Batolito de Sinaloa, incluyendo las rocas en las cuales se emplazó. Con los datos obtenidos se determinará la génesis de las unidades mencionadas como su ambiente tectónico de emplazamiento y la posible fuente de origen en el caso de los intrusivos. Para las rocas metamórficas cuyos protolitos son ígneos se determinará la edad del emplazamiento magmático. Mientras que para las rocas metamórficas con protolitos sedimentarios se determinarán las máximas edades de depósito. En ambos casos se tratará de determinar la edad o edades de metamorfismo.

Respecto a la geoquímica isotópica de las rocas analizadas se obtendrán las edades modelo T_{DM} de Nd con lo cual se determinará la edad de residencia cortical o las posibles fuentes de contaminación.

Trabajo de campo y análisis químicos

Para el trabajo de campo que incluyó colecta de datos estructurales, relaciones de contacto, verificar cartografía y colecta de las muestras, se realizaron dos campañas de campo. Del 3 al 8 de noviembre del 2012 y del 21 al 28 de junio del 2013. En total se colectaron 60 muestras, 40 con las características necesarias para desarrollar análisis geoquímicos, el resto para controlar las litologías presentes en el área. En el campo las muestras con fines geoquímicos se colectan con un riguroso control excluyendo (en lo posible) las zonas con alteración, mezcla con otras litologías o estructuras que pudieran afectar los análisis geoquímicos. Se realizaron estudios petrográficos detallados de las muestras obtenidas con el fin de asegurar que sus condiciones son las adecuadas para la realización de los estudios geoquímicos. De este modo se podrá discriminar las muestras que megascópicamente se presentan sanas, pero al microscopio ya reflejan cierto grado de alteración. Es importante tener en cuenta los estudios que se pretenden realizar, ya que algunas rocas aun con texturas

de alteración, pueden ser procesadas si el análisis se enfoca a la química de algún mineral en específico.

Ejemplo de lo anterior ocurre en la mayoría de las rocas batolíticas, estas presentan alteración hidrotermal, en mayor o menor medida. Aun así estas rocas son viables para algunos análisis geoquímicos y geocronológicos. Por ejemplo, los análisis geocronológicos en zircones (U-Pb) son válidos aun cuando la roca presente una elevada alteración hidrotermal, ya que los zircones no se ven afectados por las temperaturas a las cuales ocurren estos procesos de alteración. Por lo anterior, se expondrán claramente los alcances de los resultados geoquímicos y las consideraciones como temperaturas de cierre isotópico de los diferentes minerales, posibles fuentes de contaminación y alteraciones al evaluar dichos datos.

Petrografía

Se elaboró al menos una sección delgada por cada unidad litológica identificada en la zona de estudio. El objetivo principal fue tener un buen control de la mineralogía presente en cada roca, así como de sus texturas con el propósito de clasificar las rocas adecuadamente. También con las secciones delgadas se evaluó el grado de alteración para las distintas unidades litológicas, ya que es importante conocer si las muestras son susceptibles de análisis químicos y/o geocronológicos.

Análisis EDS

Algunos minerales se confirmaron con análisis tipo EDS (*Energy Dispersive X-ray Spectroscopy*). Aunque es un método semicuantitativo, nos permite conocer los elementos presentes en el punto analizado. Estos datos aunados a la petrografía ofrecen un mejor control de los minerales presentes en las rocas. Dichos análisis se realizaron en Denver, Colorado, en las instalaciones del USGS (*United States Geological Survey*). Se utilizó un SEM modelo FEI Quanta 450.

Geoquímica de elementos mayores

Observando las secciones delgadas de las muestras colectadas en campo se discriminaron las que poseían un alto grado de alteración. En total fueron seleccionadas 23 muestras para análisis geoquímicos. Una vez seleccionadas las muestras, se procedió a pulverizarlas. Se utilizaron métodos convencionales. Primero se eliminó la superficie intemperizada, después se lavaron las rocas con agua desionizada. Para pulverizarlas se utilizó prensa, trituradora de quijadas y pulverizadora. Los detalles de la metodología de la molienda fue descrita previamente por Pompa-Mera (2009).

Los análisis se realizaron en el Laboratorio de Fluorescencia de rayos X del Instituto de Geología de la UNAM, donde se utiliza un espectrómetro secuencial de rayos X (Siemens SRS 3000). La preparación de las muestras se llevó a cabo preparando perlas combinadas con Li y B como material fundente, además se agregó una solución de Li y Br para facilitar su manejo en el horno. La pérdida por calcinación se obtuvo por $PXC \% = (\text{peso seco} - \text{peso calcinado}) \times 100$. Los elementos medidos fueron SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 .

Elementos Traza

Las concentraciones de los elementos traza se obtuvieron en dos laboratorios: las muestras SIN-12 en el Laboratorio de ICP-MS, Juriquilla, UNAM, mientras que las correspondientes a SIN-13 en Activation Laboratories Ltd. Ontario, Canadá. Los elementos traza analizados esencialmente fueron: V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Sn, Sb, Cs, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Tb, Gd, Dy, Ho, Er, Yb, Lu, Hf, Ta, W, Ti, Pb, Th, U. Los reportes del Laboratorio de Juriquilla además incluyen: Li, Be, B, P, Sc, Ti.

Los reportes del Laboratorio de Fluorescencia del Instituto de Geología UNAM, también incluyen algunos elementos traza: Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Th, Pb. Dichos estudios no poseen la precisión máxima debido a las limitaciones del método, sin embargo, al comparar los datos con los análisis por ICP-MS se observa que no difieren mucho.

Geoquímica Isotópica

La obtención de datos isotópicos se llevó a cabo en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), Instituto de Geofísica, UNAM. Para este estudio se obtuvieron las relaciones isotópicas de Rb, Sr, Sm y Nd. Son varias etapas involucradas en la obtención de cada colección de datos isotópicos.

1.- Trazador (*spike*). Se coloca la muestra en una bomba de digestión de 15 ml y se agrega un trazador con una composición monoisotópica y peso conocidos. Esto se realiza con una báscula de alta precisión pesando la muestra antes y después de agregar el trazador, también se pesa el envase del trazador antes y después de agregar la muestra. La cantidad de trazador dependerá de las concentraciones previamente conocidas (FRX y ICP-MS) de los distintos elementos a analizar. Al final de la medición, los valores conocidos del trazador serán determinantes para el cálculo de las concentraciones de Rb-Sr y Sm-Nd. Este método se llama dilución isotópica.

2.- Digestión. El propósito principal es disolver la roca (previamente pesada con o sin trazador). Este procedimiento se realiza agregando a la muestra 2 gotas de HClO_4 y 5-7 ml de HF diluido al 40%. Se tapan las muestras y se dejan entre 2 y 3 días en una parrilla a $\sim 100^\circ \text{C}$ para dar tiempo al HClO_4 de liberar la materia orgánica y al HF de deshacer los silicatos. Después de este lapso se destapan dejando evaporar la muestra liberando el ácido y dejando la muestra como fluoruro. Posteriormente se agrega 5-7 HCl 6N y se deja 12 horas en la parrilla, después se evapora y se repite el proceso con HCl 2N, al final se obtiene una solución de HCl 2N con los elementos en forma de cloruros.

3.- Separación (*split*). Proceso mediante el cual es dividida la muestra, con el fin de tomar dos fracciones. Una para medir la isotopía de Rb y otra para la isotopía Sr y tierras raras (Sm, Nd). La cantidad del *split* de Rb varía entre un 5% y un 20% y depende del contenido conocido de la concentración de Rb en la muestra. Al final se añade un trazador monoisotópico de ^{87}Rb para la dilución isotópica.

4.- Separación con columnas de intercambio iónico. Estas columnas funcionan separando los diferentes elementos contenidos en ella, retardándolos para salir en el extremo inferior de la columna con cierta cantidad de ácido agregado. Las columnas para separar Rb, Sr y tierras raras miden 17.5 cm de alto, tienen un radio de 0.9 cm y en 16 cm de la columna poseen una resina DOWEX 50WX12 (mesh 200-400) (Fig.3). Estas columnas se calibran con absorción atómica y una vez calibradas pueden funcionar por varios años usando los mismos valores de ml de ácido y normalidad. Se realiza esta separación para eliminar los efectos isobáricos. Por ejemplo, para el caso del Rb y Sr estos comparten la masa 87 (^{87}Rb , ^{87}Sr). En un segundo proceso, el Sm y Nd se separan con columnas más pequeñas, rellenas con polvo de teflón (Fig.3).



Figura 3. Columnas de intercambio iónico, para separar Rb, Sr y tierras raras (izquierda) y columnas para separar Sm y Nd (derecha).

5.- Carga de la muestra en los filamentos del espectrómetro. Se usan filamentos de renio previamente desgasificados y soldados sobre un portaobjetos, para eliminar cualquier contaminación de la muestra. La desgasificación se realiza elevando la temperatura de los filamentos haciendo pasar una corriente de 4.5A durante 25 minutos. La muestra se encuentra en un contenedor de 1.5 ml en estado sólido, se agrega HCl 2N para diluir la muestra y dependiendo de las concentraciones conocidas se carga una fracción de la muestra sobre el filamento.

Para esto se usan pipetas de precisión en μl y una máquina para calentar brevemente el filamento evaporando el ácido dejando la muestra sobre el filamento. Una vez concluido este paso se procede a montar estos filamentos en un magazín el cual puede introducirse al espectrómetro.

6.- Determinación de las relaciones isotópicas. Para describir esta parte del proceso usaremos como ejemplo la medición del Sr. El espectrómetro TRITON PLUS usa una fuente de ionización térmica; la cual debe tener un vacío con un valor aproximadamente de 8×10^{-8} mbar. La muestra se ioniza al calentarla haciendo pasar alrededor de 300mA por el filamento donde se encuentra la muestra (filamento de evaporación) y unos 3000mA por un filamento montado justo frente al anterior (filamento de ionización), esto se realiza a una velocidad de 300 mA/seg para no desestabilizar la muestra. Una vez que ambos filamentos están a la temperatura adecuada se abre la compuerta que comunica la fuente iónica con el tubo de vuelo y las diferentes masas comienzan arribar a los detectores Faraday que registran su intensidad. Se hacen algunos ajustes de enfoque al espectrómetro y se lleva la señal de la masa 88 (la más alta para el Sr) idealmente hasta una intensidad de 5V. Recordemos el efecto isobárico con el Rb, por esta razón también se monitorea la señal de la masa 85. Esta masa pertenece al Rb y no tiene isobaro en el Sr, es por eso que si esta masa no registra ninguna señal podemos asegurar la ausencia de Rb. Cuando detecta un mínimo de señal en la masa 85, esto indica presencia de Rb por lo tanto cierto porcentaje de la masa 87 que estamos detectando pertenece a este elemento y no solo al Sr. Se hace una corrección por presencia de Rb restando la contribución de la masa 87 de Rb calculada a partir de la concentración detectada de la masa 85. En esta medición se usan 5 colectores Faraday para las masas 88, 87, 86, 85, 84, el experimento consta de 70 mediciones divididas en 5 bloques. En la tabla 1 se resumen cuantas masas se miden por elemento, cuantas mediciones para cada relación y cuál es la masa de mayor intensidad usualmente usada como masa de control. Los procedimientos antes descritos son solo una reseña de los mismos, si se pretende abundar mas en los detalles de cada uno, así como en procedimientos paralelos que desarrolla el LUGIS como medición de blancos y condiciones de pureza en el laboratorio se puede consultar Schaaf et al. (2005) y <http://www.geofisica.unam.mx/laboratorios/universitarios/lugis/index.php>.

Elemento	Masas medidas	Relaciones isotópicas obtenidas	Masa de control*	No. de mediciones para cada relación	Uso
Rb	85, 87	85/87	87	30**	Dilución isotópica
Sr	84, 86, 87, 88 (85)	87/86	88	70***	Petrogénesis Fechaamiento
Sm	144, 147, 149, 152, 154	149/147	144	30**	Dilución isotópica
Nd	142, 143, 144, 145, 146, 148 (147)	143/144	145	60***	Petrogénesis Edad modelo

Tabla 1. Resumen los análisis isotópicos de este trabajo.

*Para verificar la intensidad de la señal en el espectrómetro

**Relaciones obtenidas en el espectrómetro modelo Finnigan MAT-262

***Relaciones obtenidas en el espectrómetro modelo Thermo-Scientific TRITON

Para la isotopía del Rb y Sm se utilizó un espectrómetro de masas de ionización térmica modelo Finnigan MAT-262 (Fig.4), mientras que para los isótopos de Sr y Nd se utilizó el Thermo-Scientific TRITON PLUS (Fig.4).



Figura 4. Izquierda, espectrómetro Thermo-Scientific TRITON PLUS. Derecha, Finnigan MAT-262. Instalaciones LUGIS, UNAM.

Obtención de zircones para fechamientos por U-Pb

Paralelamente al trabajo geoquímico e isotópico se obtuvieron zircones de siete muestras para fecharlas por el método U-Pb. La separación de los zircones se llevó a cabo en el Laboratorio de Separación de Minerales del LUGIS. Se utilizó un método relativamente nuevo (Hernandez-Treviño *et al.*, 2004), el cual involucra un mínimo de material y el tiempo se reduce considerablemente con respecto a los métodos convencionales (mesa Wilfley y separación por líquidos pesados). El método consiste en tomar el material justo después de la primera trituración (trituradora de quijadas) y cribarlo utilizando malla tamaño de -2ϕ . Con el material fino obtenido se hace una decantación utilizando agua común o destilada para extraer todas las arcillas y minerales ligeros, separando los minerales pesados de la muestra. Para separar mejor la fracción pesada, se hace pasar la muestra por una cápsula de porcelana hasta afinar más la separación de minerales pesados. Después, utilizando un microscopio estereoscópico con luz polarizada transmitida, se procede a separar los zircones manualmente. Este método ha dado buenos resultados en rocas magmáticas, donde se requiere un mínimo de 50 cristales mayores a $100\mu\text{m}$ para su fechamiento U-Pb. Su uso en rocas clásticas es aún tema de debate, debido a que se requieren alrededor de 200 cristales de distintos tamaños los cuales podrían sesgar su comportamiento al obtenerlos por este método.

Los zircones colectados fueron montados en el laboratorio de química ultrapura del CICESE en Baja California. El montaje consiste en hacer una briqueta de resina epóxica con los zircones de las muestras en su superficie (Fig. 5) junto con algunos estándares (zircones de edad conocida, Sri Lanka). La superficie es pulida y luego lavada meticulosamente siguiendo un estricto procedimiento. Los detalles se pueden consultar en <https://sites.google.com/a/laserchron.org/laserchron/>.

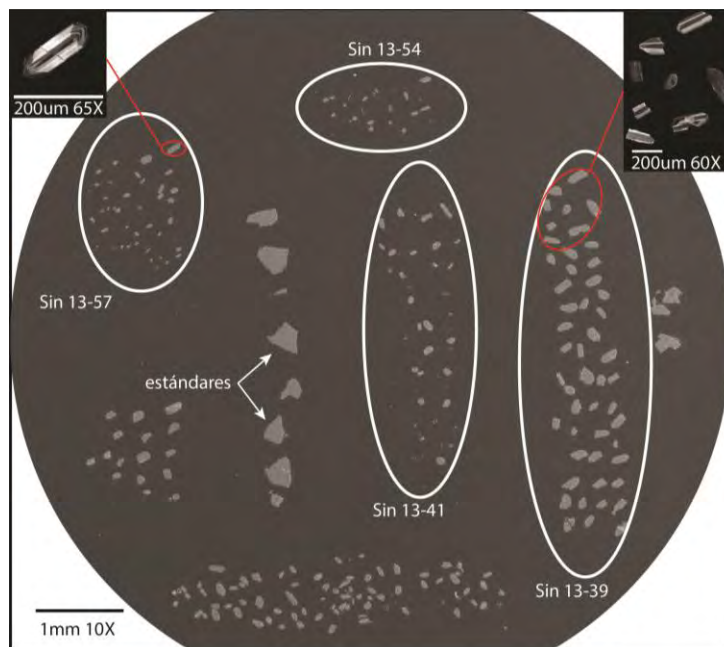


Figura 5. Microfotografía de una briqueta con zirrones de 4 muestras y estándares montados.

“Laser ablation multicollector inductively coupled plasma mass spectrometry” (LA-MC-ICPMS)

Los análisis se realizaron en el laboratorio LaserChron en la Universidad de Arizona. El equipo consta esencialmente de tres partes; un láser que desintegra el zircón, una fuente de plasma que ioniza la muestra y finalmente un espectrómetro de masas. El láser (*New Wave UP193HE Excimer laser*) se encarga de hacer un disparo con un diámetro de 30 micrómetros el cual genera un orificio con una profundidad de 15 micrómetros. El material obtenido con el disparo es conducido por un remolino de helio hacia la fuente de plasma donde se ioniza y se dirige al tubo de vuelo del Nu HR ICPMS. Las masas ^{238}U , ^{232}Th , ^{208}U - ^{206}U son medidas usando detectores Faraday, mientras que las masas correspondientes a ^{204}Pb y ^{202}Hg se miden con contadores iónicos. La medición se puede dividir en tres partes, 15 segundos se toman lecturas con el láser apagado para obtener los valores de fondo (*background*), 15 segundos se activa el láser y comienza la medición, finalmente otros 15 segundos con el láser apagado para purgar el sistema. Para el cálculo de los errores en la relación $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ se utilizan las relaciones $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ los cuales oscilan entre 1 y 2% (2-sigma error). Para las relaciones $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ los errores también presentan valores de 1-2% (2sigma error), esto para zirrones cuya edad supera los

mil millones de años, cuando las rocas son más jóvenes la incertidumbre aumenta debido a la poca cantidad de ^{207}Pb radiogénico, consecuencia del poco ^{235}U disponible en estas rocas. Un efecto isobárico en este experimento es entre el ^{204}Hg y el ^{204}Pb , se corrige monitoreando la masa 202 (Hg) y restando del resultado medido para la masa 204 el aporte del Hg calculado a partir de su relación natural $^{202}\text{Hg}/^{204}\text{Hg}=4.35$. Para corregir el fraccionamiento y calcular las concentraciones de U y Th se utiliza un cristal de zircón (Sri Lanka) con una concentración de 518 ppm de U, 68 ppm de Th y una relación $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18,000$ de edad conocida de 563.5 ± 2.3 Ma (2-sigma error) (Gehrels *et al.*, 2008). Se realiza una medición en éste cristal por cada 5 realizadas en muestras desconocidas. El error resultante por esta corrección es usualmente 1-2% (2-sigma).



Figura 6. Nu HR ICPMS en el laboratorio LaserChron, Universidad de Arizona.

Base de datos

Para la creación de la base de datos en este estudio se decidió usar como plataforma un sistema de información geográfica (Arc Map), ya que ofrece la posibilidad de compilar datos ligados a una referencia espacial. En un principio se compilaron todos los mapas previos generados para la zona de estudio, incluyendo mapas temáticos (geología, geofísica, tectónica, toponimia, etc) y altimétricos (cartas topográficas 1:50000, INEGI). También se agregaron fotografías aéreas (ortofotos, INEGI) y satelitales (*Google Earth*) debidamente geo referenciadas. Aunado a esto y como complemento de la investigación bibliográfica se colectaron datos geoquímicos y geocronológicos provenientes de artículos científicos los cuales se añadieron a esta base de datos. La información recabada en el campo también se agregó a la base de datos en dos etapas. La primera al colectar las muestras con el objetivo de confrontar dicha información con la antes generada por otros autores, esto ayudó a elegir las muestras que serían procesadas geoquímica y geocronológicamente. La segunda etapa consistió en añadir la información de las muestras ya procesadas a la base de datos, con el objetivo de crear un soporte robusto para la posterior generación de modelos y discusión de este trabajo.

3.-Geología Regional

Los primeros estudios geológicos en Sinaloa fueron relacionados con la geología económica. La mayoría de ellos enfocados a los distintos distritos mineros del norte de Sinaloa como; Bacubirito (Ing. Francisco Sosa, 1880), San José de Gracia (Tays, 1901; Wynne, 1909; Krottschnitt, 1920), San Ignacio (Pastor Giraud, 1929). Las citas anteriores se obtuvieron de la Monografía Geológico Minera del Estado de Sinaloa del Consejo de Recursos Minerales, compilada por Bustamante (1991).

Estudios más ambiciosos sobre esta zona se llevaron a cabo en la década de los setentas mediante un convenio del Gobierno del Estado con el Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), donde participaron 16 investigadores y se elaboraron 32 cartas geológicas con texto explicativo la cual se nombró “Atlas y Evaluación Geológico-Minera del Estado de Sinaloa” (Monografía Geológico Minera del Estado de Sinaloa del Consejo de Recursos Minerales, 1991).

Sin embargo, fue en los años 70's y 80's que se realizaron los primeros trabajos atendiendo la génesis, edad del magmatismo y su clara respuesta a los eventos tectónicos (Damon et al., 1983; Henry y Fredrikson, 1987)

Basamento

Las rocas más antiguas de la zona de estudio, hasta ahora consideras como el basamento, son rocas clásticas metamorfoseadas en grados de esquisto verde a principios de anfíbolita. Los ensambles metamórficos más comunes afloran 10 km al norte de Mazatlán y están compuestos por filitas, esquistos de cuarzo, muscovita y biotita. También se han reportado cuarcitas y en menor medida anfíbolitas (Henry y Fredrikson, 1987). Estas unidades presentan una foliación con sus charnelas E-W. En dos pequeñas localidades, una entre los municipios de La Noria y El Recodo y otra en la carretera federal 15 en la desviación al poblado de El Mármol, aflora un ortogneis de composición diorítica. Por las relaciones de campo reportadas y las observadas en este trabajo se encuentra intrusionando al ensamble metamórfico clástico. En la localidad cerca del Recodo se observa fuertemente foliado en

dirección N40°E inclinando hacia el NW, en contacto discordante con paragneises y gabros (Henry y Fredrikson, 1987). En las cercanías del poblado El Mármol la foliación es distinta con un rumbo NW y se encuentra intrusionado por diques máficos (anfíbolita) igualmente foliados y algunos diques aplíticos sin deformar.

Metacaliza

Los afloramientos de esta unidad presentan una alineación Este - Oeste y están ubicados 30 km al norte de Mazatlán. Sus relaciones de contacto con las rocas circundantes no han sido bien definidas, sin embargo, estratigráficamente se han considerado en contacto deposicional sobre rocas gabraicas, pertenecientes a los primeros pulsos magmáticos del Batolito de Sinaloa (Henry y Fredrikson, 1987). Su edad, hasta ahora, se ha reportado como aptiana (Boneau, 1970; Holguin, 1978; Henry *et al.*, 2003), sin embargo, estos fechamientos paleontológicos son una correlación con rocas que afloran al norte de Sinaloa (Pericos, Culiacán) y fueron realizados en rocas fosilíferas estratigráficamente más recientes (Cenomaniano). Se ha reportado afectada por el mismo metamorfismo regional de los esquistos y filitas lo cual recrystalizó la mayor parte de esta unidad formando un mármol. Se tienen reportes de presencia de cuarzo, granate, epidota y algunos horizontes con pedernal y arenas calcáreas (Henry y Fredrikson, 1987).

Batolito de Sinaloa

El Batolito de Sinaloa es un conjunto de cuerpos intrusivos emplazados en varios pulsos magmáticos, hasta ahora agrupados en tres (Henry y Fredrikson, 1987) desde principios del Cretácico hasta rocas del Oligoceno-Mioceno. Basados en las investigaciones previas (Henry y Fredrikson, 1987; SGM, 1995, 2003, 2006) el menor de estos pulsos fue el primero y se caracteriza por su composición máfica. Los otros dos pulsos, el tonalítico y el granodiorítico, son más voluminosos en este orden.

El evento más antiguo ocurrió en el Cretácico Temprano (134 Ma, Henry y Fredrikson, 1987) y está representado por rocas gabraicas. La localidad mejor expuesta se ubica en las

inmediaciones del poblado de La Noria (sobre la carretera El Habal- La Noria), aunque existen otros afloramientos a 23 km al NW de Mazatlán sobre la carretera Federal 15 con dirección a Culiacán, definiendo una alineación Este-Oeste. Este pulso se caracteriza por gabros con plagioclasa, clinopiroxeno y hornblenda, también se reportan piroxenitas y bandas anortosíticas. Su edad se determinó por el método K-Ar con dos separados de hornblenda (133.8 ± 3.0 Ma y 138.7 ± 3.1 Ma) y están emplazados en rocas sedimentarias clásticas, con cierto grado de metamorfismo (metasedimentos) (Henry y Fredrikson, 1987; 2003). Cubriendo a los gabros de la carretera Federal 15 se encuentra un mármol en contacto al parecer deposicional (Henry y Fredrikson, 1987).

El segundo pulso identificado para el Batolito de Sinaloa en el área de Mazatlán corresponde a un magmatismo principalmente tonalítico. Sus mejores afloramientos se pueden observar en la Carretera Federal 5 que va del Puerto de Mazatlán al municipio de El Recodo y al Norte en las cercanías del poblado de El Quelite. Este episodio se caracteriza por la foliación que presentan algunos cuerpos. La foliación en los afloramientos cercanos al municipio de El Quelite presenta una tendencia de rumbo E-NW con echados cercanos a la vertical. Los afloramientos de El Recodo presentan una leve foliación difícil de caracterizar. Debido a esto los intrusivos son interpretados como sintectónicos (Henry y Fredrikson, 1987), atribuyendo dicha foliación a la orogenia Laramide (Cuéllar-Cárdenas *et al.*, 2012) que ocurrió de 105 Ma al poniente de México y culminó a 55 Ma al oriente.

“Las tonalitas contienen alrededor de 25% de minerales máficos, el cuarzo presenta texturas poikilíticas incluyendo plagioclasa, biotita y hornblenda con microclina en menor medida, las hornblendas coronan núcleos de augita y tremolita (?)” (Henry *et al.*, 2003). La edad de emplazamiento de estos cuerpos tonalíticos está relativamente bien constreñida en 100 Ma por U-Pb en zircones (Cuellar *et al.*, 2012). Sin embargo, fechamientos isotópicos en biotita y hornblenda por K-Ar arrojan edades más jóvenes hasta de 88 y 89 Ma, respectivamente (Henry y Fredrikson, 1987) las cuales indican una tasa de enfriamiento de 29 °C/Ma.

El tercer pulso, es de mayor distribución y corresponde a una composición granodiorítica aunque también se encuentran dioritas y cuarzodioritas. Dicho magmatismo abarca el mayor lapso entre 90 a 20 Ma. En la zona de estudio los plutones con características

razonablemente similares e identificables y de mayor tamaño son la Granodiorita El Candelero y la Granodiorita San Ignacio datadas en $(47.8 \pm 1 \text{ Ma}$ y $66.8 \pm 1.3 \text{ Ma}$, por U-Pb respectivamente (Henry y Fredrikson, 1987). La primera se distingue por una textura de grano medio con 5 a 10% de biotita y hornblenda euhedral y esfena presente en cristales euhedrales de 2 mm. La segunda posee de 7 a 15% de biotita anhedral con hornblenda y clinopiroxeno, variando su tamaño de grano de fino a medio (Henry *et al.*, 2003). Las demás intrusiones varían en su composición dentro de un intervalo diorita- monzogranito con texturas igualmente variables, por lo cual se dificultó correlacionarlas con las antes mencionadas. Henry y Fredrikson (1987) hicieron la distinción nombrándolas localmente como pluton Colegio (20 Ma), Concordia (53Ma), El Carmen (75 Ma) y Copala (58 Ma). La mayoría de estos cuerpos, especialmente los más jóvenes, fechados en 20 Ma, presentan alteración hidrotermal propilítica y en ocasiones argílica en mayor o menor grado. Existen varios yacimientos polimetálicos, en especial de plata y oro, asociados a estos plutones alojados en lavas e ignimbritas tanto del Supergrupo Volcánico Superior como en depósitos andesíticos correspondientes al Complejo Volcánico Inferior de la Sierra Madre Occidental (McDowell y Keizer, 1977).

Sierra Madre Occidental (SMO)

Sobre este batolito descansa discordantemente parte del evento magmático más voluminoso de Norteamérica representado por la Sierra Madre Occidental (Fig.7). Se ha dividido (McDowell y Keizer, 1977) en *Lower volcanic complex* (Complejo Volcánico Inferior) que abarca rocas volcánicas e intrusivas desde hace 100 Ma hasta 45 Ma y *Upper volcanic supergroup* (Supergrupo Volcánico Superior) comprendido entre 32 Ma y 23 Ma.

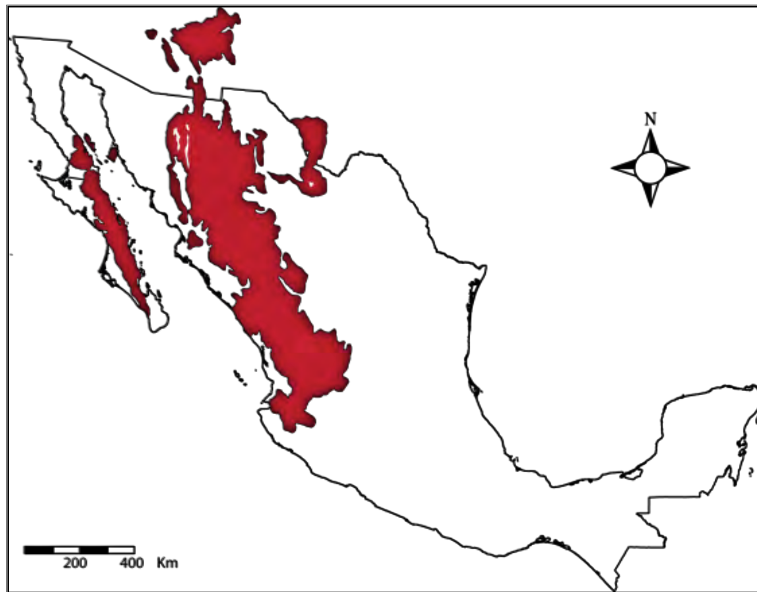


Figura 7. Extensión de las rocas relacionables con la Sierra Madre Occidental en México (en rojo), modificado de McDowell y Keizer (1977).

Complejo Volcánico Inferior

En la zona de estudio, son pocos los afloramientos del Complejo Volcánico Inferior de la Sierra Madre Occidental (al menos de las rocas volcánicas), debido a la enorme cobertura que representa el Supergrupo Volcánico Superior. Sólo en zonas de profunda disección como drenajes es posible observar esta unidad. Inicialmente se caracterizó con una composición andesítica con depósitos de flujo y caída de ceniza así como lavas y en menor medida depósitos de composición riolítica (Damon *et al.*, 1981). Sin embargo, en localidades cercanas a Tayoltita, en las partes altas del Rio Piaxtla, se identificó una columna de 800m de andesitas sobre 1200m de depósitos riolíticos (Nemeth, 1976). Dentro de este complejo, al menos temporalmente hablando, se pueden incluir como equivalentes intrusivos los plutones del Batolito de Sinaloa con edades entre 90 y 45 Ma. Algunos

afloramientos en las cercanías de San Nicolás de Pánuco sugieren que parte del Complejo Volcánico Inferior se depositó sobre una superficie granítica erosionada de al menos 51 Ma. En localidades como San Ignacio se pueden observar diques riolíticos cortando rocas graníticas preexistentes (Henry y Fredrikson, 1987). También son comunes plutones y diques cortando esta unidad.

Supergrupo Volcánico Superior

El Supergrupo Volcánico Superior ha sido intensamente estudiado en la zona (e.g. McDowell y Keizer, 1977; Damon *et al.*, 1981; Henry y Fredrikson, 1987, 2003; Ferrari *et al.*, 2007, 2013) y se caracteriza por una composición bimodal de andesítica a riolítica. Los depósitos ignimbríticos predominan en la unidad y tienen la mayor distribución superficial en la zona de estudio (Fig.8). También una gran parte de esta unidad son domos volcánicos y lavas. Todo este magmatismo se ha definido como un LIP (*Large Igneous Province*) silícico del Oligoceno (Bryan y Ernst, 2008). Se ha dividido en dos pulsos (unidad inferior y superior) (McDowell y Keizer, 1977) y se estima que ambas unidades representan un volumen aproximado de 400,000 km³ (Bryan *et al.*, 2014) de material en su mayoría riolítico.



Figura 8. Ignimbrita perteneciente al Súpergrupo Volcánico superior de la SMO, se pueden observar líticos de gran tamaño pertenecientes a pulsos andesíticos previos probablemente del Complejo Volcánico Inferior. Carretera 40D Durango-Mazatlán Mpio. Concordia. Fotografía Roberto Maldonado.

Los datos geocronológicos recientes han permitido acotar con mayor precisión la edad de los pulsos abarcando dos periodos entre 34-28 Ma y 24-18 Ma (Ferrari *et al.*, 2007).

Basaltos cuaternarios

Hacia el norte de Mazatlán existen algunos derrames basálticos ubicados entre los ríos Quelite y Piaxtla, los cuales forman una meseta de 302 km². En el área se encuentran además dos cráteres de 1 y 2 km², los cuales se encuentran a 10 y 12 km de la costa respectivamente. La mayor parte de las lavas fluyeron hacia el oeste. Se han identificado tres coladas que componen los 300 metros de espesor, las cuales buzanan ligeramente al SW. Estos basaltos contienen xenolitos de lherzolita, granulitas y xenocristales de clinopiroxeno (Aranda-Gómez, 2003). La mineralogía de estas rocas, observada en lámina delgada, es muy homogénea y está compuesta por fenocristales de olivino y plagioclasa en una matriz fina de olivino, plagioclasa, titanogaugita y vidrio conformando una textura porfídica.

Depósitos Mioceno – Pleistoceno

Las rocas del Complejo Volcánico Superior son cubiertas por conglomerados y areniscas, compuestas principalmente de clastos volcánicos provenientes de dicho complejo, aunque también hay fragmentos de rocas más antiguas (Henry y Fredrikson, 1987). Estas rocas sedimentarias se acumulan en cuencas tipo graben producidas por fallas normales. Dichos depósitos se han relacionado con la formación Baucarit al sur de Sonora (King, 1939) o Maune (De Cserna, 1961) al norte de Sinaloa.

La figura 9 muestra la columna estratigráfica compuesta para el área de estudio (Henry y Fredrikson, 1987). Se dividen claramente el Complejo Volcánico Inferior y el Supergrupo Volcánico Superior, el cual a su vez se divide en Unidad Inferior y Unidad Superior. Se observa que la mayoría de los cuerpos intrusivos pertenece al Cretácico Temprano.

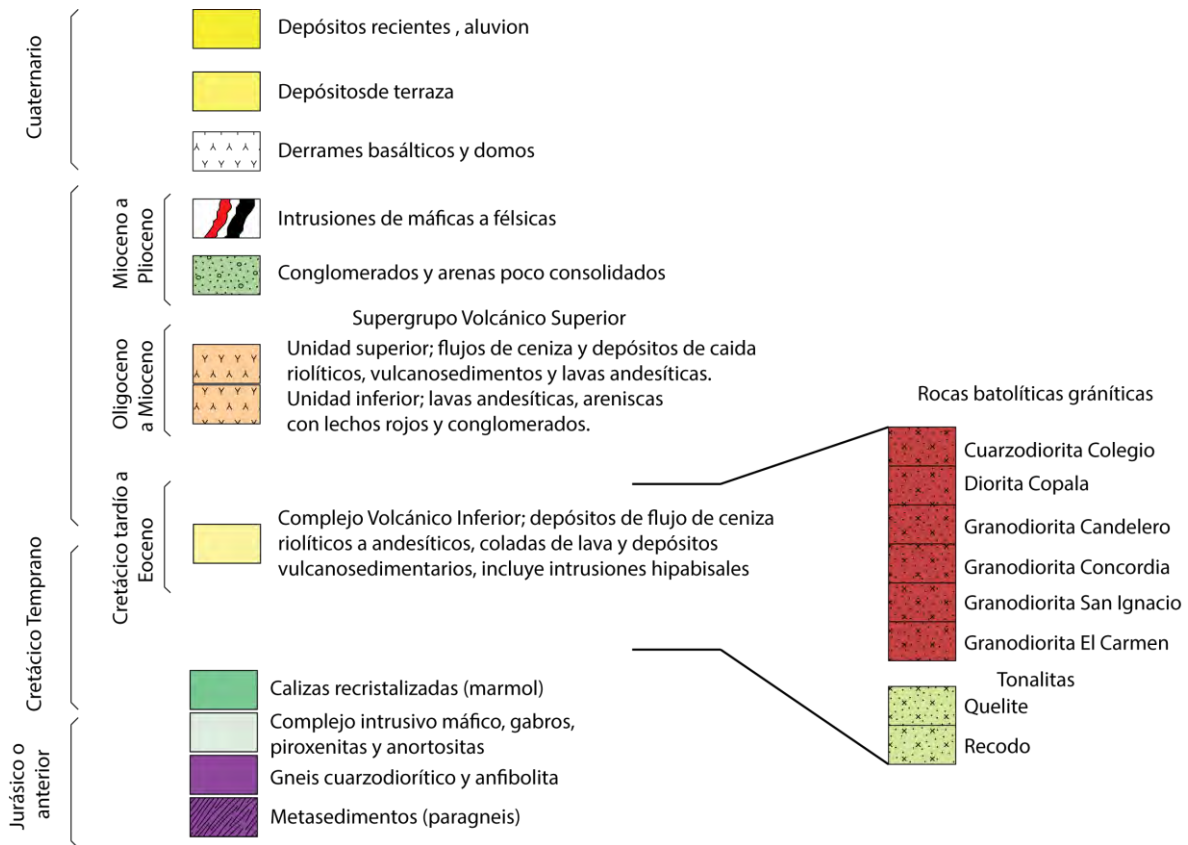


Figura 9. Columna estratigráfica compuesta, modificado de Henry y Fredrikson (1987).

Depósitos y yacimientos minerales

La intensa actividad magmática ha generado actividad hidrotermal produciendo zonas de alteración y depósitos de minerales. Dichos depósitos suelen presentarse en vetas con una orientación NW-SE inclinando al NE arriba de 70° a verticales. La mineralización económica está dominada por Ag, aunque también existen valores relacionados de Au, Zn y Pb. Destacan en el área el Distrito Minero Pánuco- Copala, con alrededor de 84 Km² localizado 50 km al este de Mazatlán, lo atraviesan las carreteras 40 y 40D Durango-Mazatlán y pertenecen al municipio de Concordia. Este Distrito Minero se divide en dos zonas (Pánuco y Copala) y presentan diferentes tipos de mineralización. Existen dos sistemas de vetas uno NW-SE de gran espesor y otro N, NE - S,SW de menor espesor. Por lo regular las vetas están formadas por cuarzo, en ocasiones brechado, con una paragénesis de sulfuros de plata, galena, esfalerita, sulfuros de fierro y oro nativo. Los depósitos minerales se alojan en rocas pertenecientes al Complejo Volcánico Inferior de la Sierra

Madre Occidental, por lo regular lavas y brechas andesíticas, depósitos de ceniza y riolitas. Comúnmente las vetas son cortadas y desplazadas por fallas normales (SGM, 2008).

Alteraciones

Es común a lo largo de toda la extensión que comprende el Batolito de Sinaloa encontrar alteraciones causadas por actividad hidrotermal. Tomando en cuenta las edades de las unidades afectadas por dichas alteraciones, se sugiere que la actividad hidrotermal está ligada al Supergrupo Volcánico Superior de la SMO, en particular a la unidad superior (24-18 Ma.). Aunque toda la zona se vio afectada por dicho evento térmico, las alteraciones se acentúan en las rocas volcánicas félsicas y cuerpos intrusivos. Un lugar donde se hace evidente la zonación de las alteraciones hidrotermales es la nueva carretera Durango-Mazatlán. En las cercanías del municipio de Copala (13 Q 405785E, 2587599N) se puede observar alteración argílica en los intrusivos dioríticos y una evidente alteración propilítica en diques andesíticos intrusionando a dichos cuerpos dioríticos, representada por clorita, epidota y pirita (euhedral de hasta 1 cm). Esta alteración argílica comienza desde el poblado Piedra Blanca y conforme se aproxima al municipio de Copala la alteración argílica se acentúa más con vetas de cuarzo mineralizadas con sulfuros y óxidos de hierro (pirita, calcopirita, arseno-pirita y magnetita). Se hace evidente entonces la presencia de mineralización económica en dicho poblado, el cual se encuentra en una zona de profunda disección, 200 metros por debajo de la carretera antes mencionada.

4.- Geología del área de estudio

En este capítulo se presenta la ubicación, descripción macroscópica y microscópica de todas las unidades expuestas. Esto incluye las rocas de basamento (metasedimentos y ortogneis), las rocas que componen el Batolito de Sinaloa y las rocas volcánicas asociadas a la Sierra Madre Occidental. Nos ofrece un panorama general de las composiciones mineralógicas. Se presentan las relaciones de campo obtenidas en los mejores afloramientos para cada unidad y la estricta descripción de las secciones delgadas derivadas de los mismos, en algunos casos también se muestran análisis de microscopía electrónica (SEM). La interpretación y discusión se expone en capítulos posteriores. También se incluyen los estereogramas con los principales rasgos estructurales de cada unidad y una tabla con las coordenadas de las muestras investigadas y su mineralogía (Tabla 2).

Mapa Geológico

El mapa geológico (Fig.10) se elaboró con una compilación de mapas previos realizados para el área de estudio. Una de las primeras, más completas y que se ha tomado de base para cartografías publicadas en años recientes es la que presentaron Henry y Fredrikson (1987), también se usó en este trabajo como una referencia primaria. Analizando los mapas generados posteriormente (SGM, Cartas Geológico Mineras 1:50,000, 2003-2005 y 1:250,000, 1999) se concluyó que no presentan cambios significativos en las principales unidades reportadas previamente. La inaccesibilidad de algunas zonas, así como la abundante vegetación son causas para que no existan mapas con mayor detalle. Por todos los puntos antes mencionados, la elaboración de mapas y desarrollo de modelos para esta área representa un reto interesante. Este mapa se elaboró con base en los anteriores, compilando toda la información previa incluyendo; mapas, imágenes satelitales, fotografías aéreas e información publicada en artículos científicos. Todo esto se ensambló en un sistema de información geográfica (Arc Map) y se corroboraron algunos puntos durante el trabajo de campo.

Unidades de basamento

Rocas metasedimentarias

Las rocas que conforman gran parte del basamento expuesto en el área alrededor de Mazatlán, Sinaloa, han sido clasificadas como filitas, esquistos, cuarcitas y anfibolitas, las cuales fueron formadas por un metamorfismo regional que alcanzó facies de anfibolita incluyendo una zona de transición en facies de esquistos verde (Henry y Fredrikson, 1987). La unidad más dominante son los esquistos formados por cuarzo, biotita y muscovita con una foliación de rumbo N-NE donde aún se

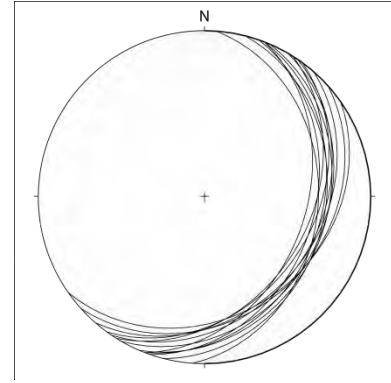


Figura 11. Actitud de la foliación en la unidad metasedimentaria SIN 12 01.

puede observar la estratificación paralela a dicho rumbo (Henry y Fredrikson, 1987) (Fig. 11). Se ha reportado para estas rocas, ambos tipos de metamorfismo, regional y de contacto, con minerales como andalucita, sillimanita, cordierita y algunas paragénesis con epidota, granate y estauroлита (Henry y Fredrikson, 1987; Cuellar-Cárdenas *et al.*, 2012). Estas rocas afloran principalmente en las carreteras Culiacán- Mazatlán 15 y 15D, en el tramo de Mazatlán al Municipio de El Quelite. Después pasando la Mesa de Cacaxtla afloran nuevamente, aunque también se pueden encontrar afloramientos a más de 50 Km de la línea de costa dentro del continente. Sus relaciones estructurales con las rocas batolíticas son singulares ya que esta unidad no se encuentra intrusionada o lo está escasamente por dichas rocas más jóvenes. Los contactos son muchas veces por falla y el hecho que estos afloramientos de basamento comúnmente se encuentren rodeados de rocas batolíticas hacen suponer una exhumación por levantamiento tipo techo colgante (*roof pendant*) (Fig. 12).

Afloramiento SIN 12-01 (13 Q 372452E, 2590810N)

Cuatro kilómetros al NW de la localidad del Recodo aflora una unidad metasedimentaria representada por un esquisto de color ocre muy deleznable, oxidado, con una foliación promedio de rumbo NE 26° con 54° al SE y dos familias de fractura NW 40° subvertical, SE 45° con 68° al SW. En su mineralogía se puede distinguir mica blanca, cuarzo, andalucita en cristales bien desarrollados y parcialmente alineados en la foliación. Esta

unidad se encuentra en contacto por intrusión con un cuerpo ígneo félsico severamente alterado, muy deleznable formado por cuarzo, feldespatos argilizados y mica negra probablemente la granodiorita La Noria (Fig.12). En el contacto con el esquisto se aprecia una zona brechada con una matriz de grano fino color negro con fragmentos del intrusivo (Fig.12, recuadro). La brecha pudo haberse formado por falla, en el plano de debilidad del contacto entre ambas unidades. No fue posible determinar la cinemática de esta estructura.



Figura 12. Contacto entre la granodiorita La Noria (abajo) y el esquisto (arriba). En el recuadro se observa una zona brechada, que incorpora mecánicamente fragmentos del cuerpo intrusivo dentro de la salbanda de falla.

Petrografía, SIN 12-01.

La roca tiene una textura fina lepidoblástica compuesta en general por bandas de mica blanca (muscovita) y cuarzo, además materia orgánica (20%) y opacos (óxidos) en forma de exsolución. Las bandas de cuarzo se observan granoblásticas con bordes suturados entre dichos cristales de cuarzo (Fig. 13A). También se encuentran algunas bandas oscuras con porfidoblastos de andalucita euhedrales en secciones longitudinales y basales (Fig. 13B). Debido al alto contenido de micas (40%) y la abundancia de cuarzo (Fig. 13C) se sugiere un protolito sedimentario como una pelita con alto contenido de materia orgánica. La andalucita sugiere una facies metamórfica de baja presión (entre 2.5 y 4 Kbar) y una

temperatura variable de 400° a 750°C (Spear, 1993), en este sentido se sugiere un tipo de metamorfismo de contacto ocasionado por las rocas batolíticas que exhuman este cuerpo.

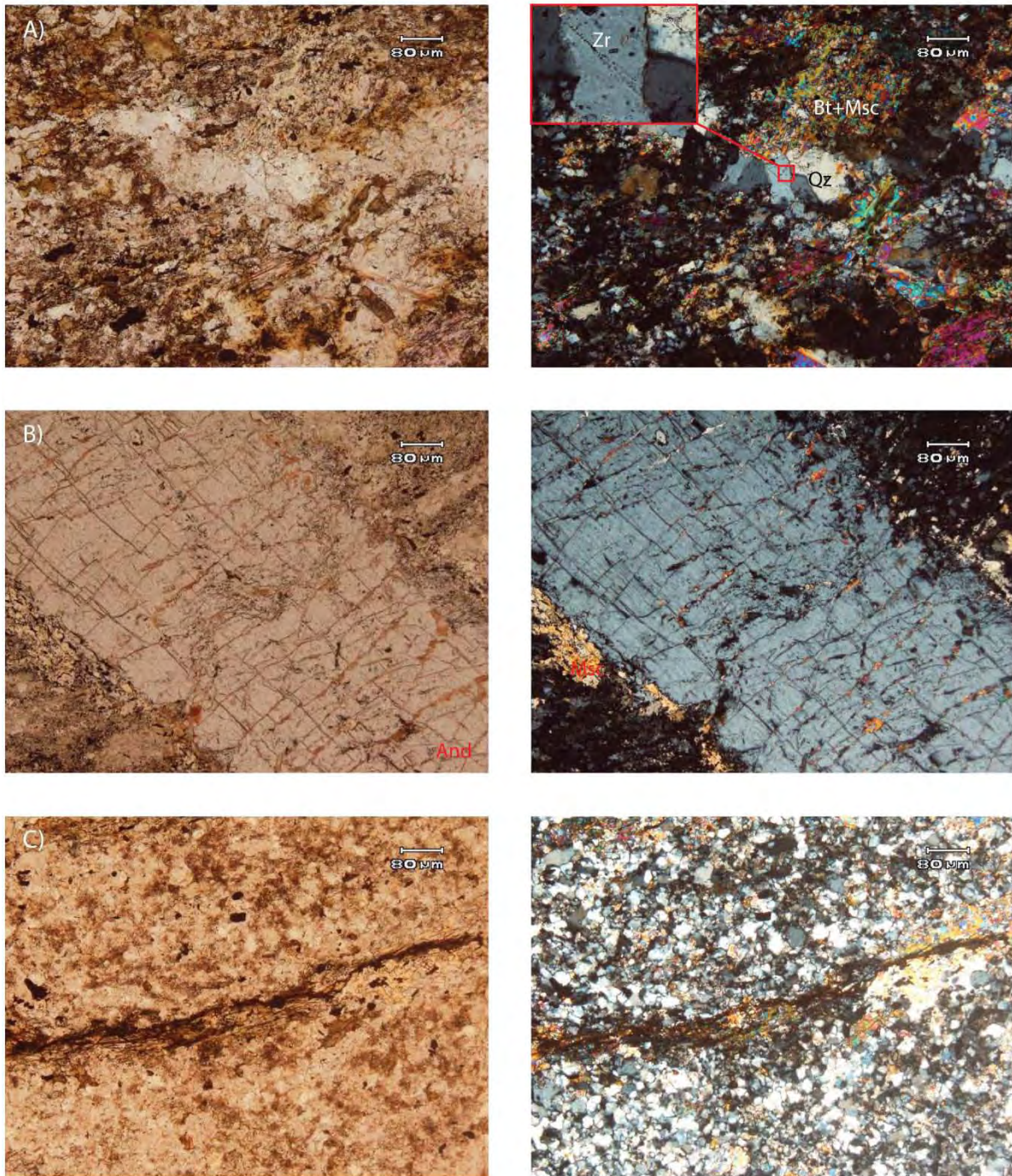


Figura 13. Muestra SIN 12 -01. Figuras a la izquierda con luz natural, a la derecha con nicols cruzados A) Textura bandeada con cuarzo recrystalizado, bandas de biotita y muscovita. En el recuadro se observan los cuarzos con puntos triples. B) Porfidoblasto de andalucita exhibe su crucero y fracturas características así como su color de interferencia. C) Ensamble de cuarzo, biotita y muscovita, se observa un mayor porcentaje de cuarzo en esta zona de la sección delgada y una fractura rellena de muscovita y biotita.

Afloramiento SIN 12-04 (13 Q 369337E, 2593389N)

Este afloramiento se encuentra sobre un arroyo intermitente que se usa como camino transitable con automóvil, uniendo a las carreteras de Mazatlán-La Noria y El Habal-La Noria. Se accede al camino en una desviación al NE a 500m pasando el poblado del Espinal sobre la carretera El Habal - La Noria. Alrededor de 8 kilómetros después de dicha intersección aflora un paragneis de color gris oscuro con bandas cuarzo-feldespáticas y mica blanca. La foliación tiene una tendencia de SW 75° subvertical, además de presentar foliación muy irregular. Algunos horizontes muestran bandas y lentes de cuarzo y feldespato al parecer segregado a partir de la misma roca (Fig. 14).

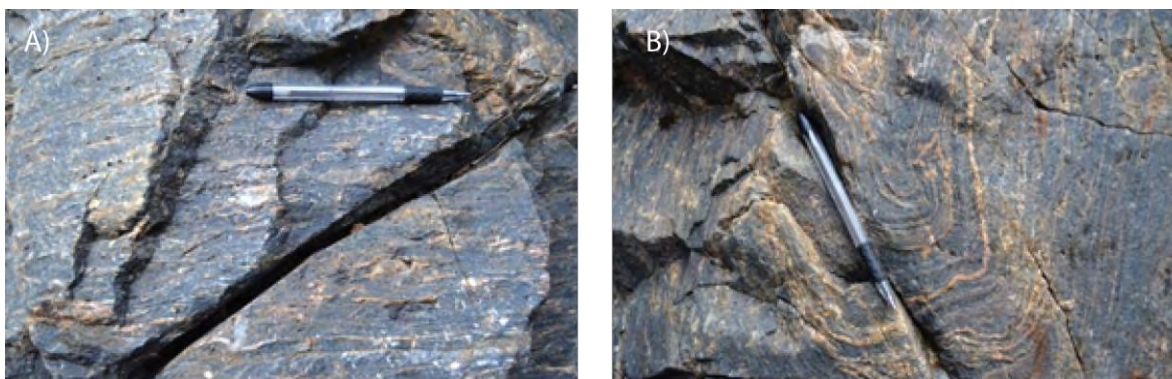


Figura 14. Muestra SIN 12-04. Fotografías en el afloramiento del paragneis. A) se observa la foliación y las bandas de cuarzo y feldespato. B) Se observa el plegamiento de bandas de cuarzo y feldespato segregado.

Petrografía SIN 12-04

La textura de esta roca es lepidoblástica con bandas de cuarzo-feldespato y muscovita-biotita. El cuarzo tiene una textura granoblástica con sus bordes suturados. En las bandas de mica predomina la muscovita sobre la biotita (Fig. 15A). En general las micas están bien orientadas pero algunos cristales difieren 45° de la lineación principal. Dentro de dichas bandas se encuentran aislados algunos cristales de andalucita igualmente orientados con sus bordes rotos. El feldespato presenta bordes corroídos y en general los cristales están sericitizados (Fig. 15B). Algunas vetillas de cuarzo cortan la foliación. En comparación con los esquistos de la muestra SIN 12-01 esta roca exhibe un grano más grueso, una mayor deformación y alteración incipiente de la biotita a clorita. El protolito de esta roca se puede asociar a una arenisca de grano medio.

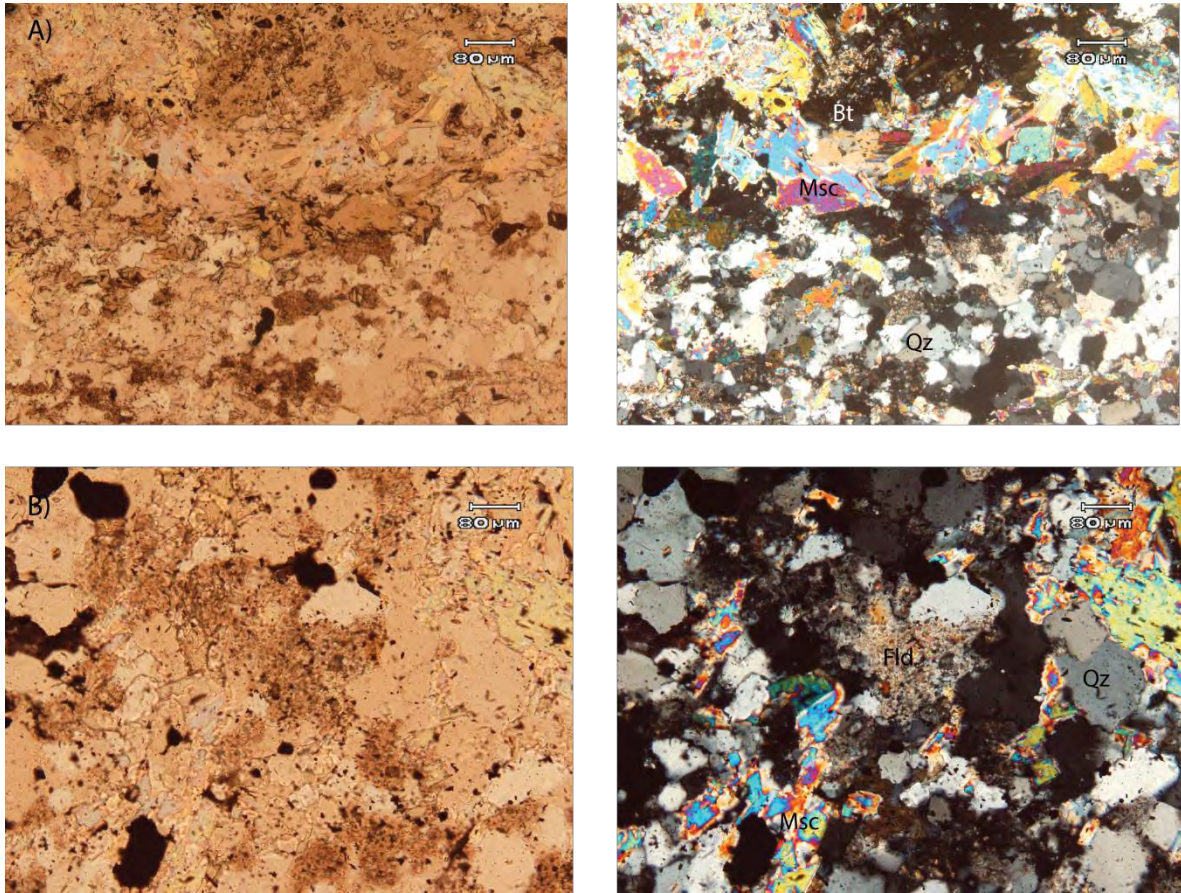


Figura 15. Muestra SIN 12-04. Izquierda luz natural, derecha nicoles cruzados. A) Bandas de cuarzo e intercrecimientos de biotita con muscovita, se observa que la muscovita es más abundante con respecto a la biotita B) Se observan los feldespatos argilizados y el cuarzo recrystalizado.

Afloramiento SIN 12-22 (13 Q 355570E, 2579733N)

Sobre las carreteras 15 y 15 D Culiacán-Mazatlán en el tramo comprendido entre los municipios de El Habal y El Quelite existen varios afloramientos de esquistos. En general la roca se presenta con textura foliada con tamaños de cristales de finos a medios, muy alterada y altamente deleznable. Se observa una mineralogía de cuarzo, feldespato, mica blanca y biotita con cristales alargados de andalucita. El rumbo de la foliación es de SE 55° con echado de 64° al SW, en algunos horizontes se observa un leve plegamiento.

Petrografía SIN 12-22

La roca es foliada con cristales de tamaño medio y se pueden distinguir tres tipos de bandas. La más evidente está formada enteramente por granos de cuarzo recrystalizado, con subgranos, juntas triples y bordes semirectos (Fig. 16A). Otra banda más gruesa está formada por muscovita, biotita, y epidota (Fig. 16B). Dentro de esta última banda se observan algunos feldespatos incipientemente alineados. En ocasiones los intercrecimientos de biotita se enciman formando ángulos de 120° , asemejando la apariencia de anfíbol (Fig. 16C), pero esa fase no se encontró en la roca. Los cristales de andalucita subhedrales son los más grandes de la muestra (Fig. 16D). El protolito se puede asociar con una roca sedimentaria clástica de grano fino a medio.

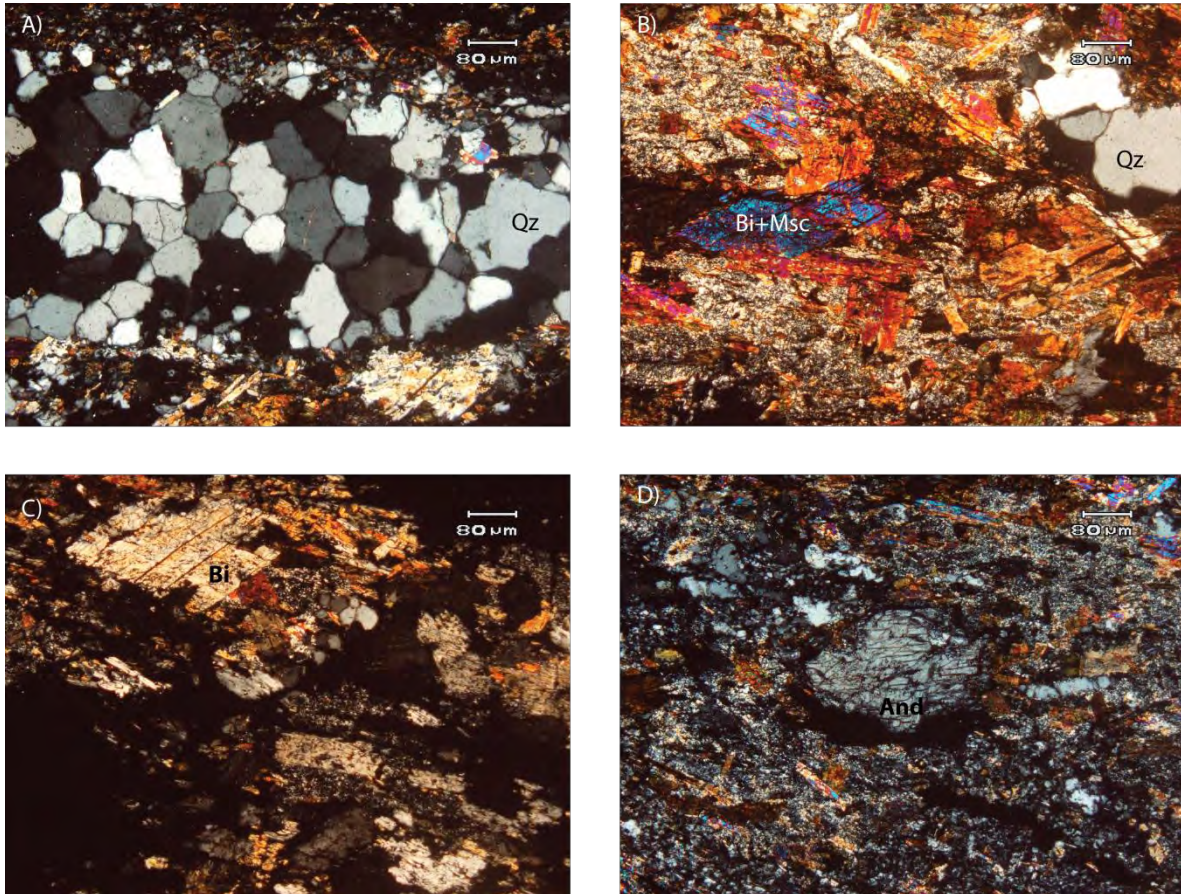


Figura 16. Muestra SIN 12-22. Con nicóles cruzados. A) Banda de cuarzo, recrystalizado, con subgranos y juntas triples. B) Intercrecimientos de biotita con muscovita. C) Cristales de biotita. D) Cristal de andalucita subhedral con sus bordes corroídos.

Ortogneises

Hay pocos afloramientos conocidos de esa unidad lo largo de toda la zona de estudio, sus dimensiones no van más allá de los 2 Km². Se ha interpretado intrusionando a la unidad metasedimentaria del basamento (metasedimentos y paragneis) ya que aunque no se observó en campo una relación de corte, sus afloramientos siempre se encuentran circundados por los metasedimentos. Presenta una foliación bien marcada de rumbo NE40° con echado ligeramente al NW. Su mineralogía está compuesta esencialmente por cuarzo y feldespato con contenidos de anfíbol, mica y una alteración de clorita que sugiere metamorfismo retrógrado (Henry y Fredrikson, 1987). El protolito se asocia con rocas graníticas a granodioríticas que intrusionaron sedimentos y posteriormente todo el conjunto se metamorfoseó.

Afloramiento SIN 13-57 (13Q 346416E, 2602272N)

A 500m de la intersección de la carretera Culiacán-Mazatlán y El Quelite- El Mármol con dirección al Mármol se encuentra un corte en la carretera en donde se puede observar un ortogneis muy fracturado, sumamente deleznable, con colores blancos y amarillentos. El ortogneis se encuentra intrusionado por una serie de diques máficos con espesores de centímetros hasta tres metros, foliados con una dirección NW sin que se pudiera determinar con precisión debido a lo caótico del afloramiento. La roca se encuentra encajonada en la unidad metasedimentaria, en esta zona representada por esquistos de grano medio. Las rocas circundantes a esta unidad son las correspondientes al pulso tonalítico sin que pudiera observarse la relación directa entre ellas.

Petrografía SIN 13-57

La textura es foliada y la mineralogía consiste en plagioclasa, cuarzo, feldespato, hornblenda como minerales esenciales (Fig. 17). Como accesorios se puede observar apatito, zircón y minerales opacos. El cuarzo forma bandas con mosaicos recrystalizados, en algunos cristales se observa que la extinción ya no es homogénea, también se observan subgranos de cuarzo. Las plagioclasas son subhedrales macladas y levemente alineadas con

la foliación, con una fuerte alteración a sericita en algunos cristales hasta en un 40% del cristal. La ortoclasa, tiene una abundancia de 10% en la muestra y se observa en cristales subhedrales con una alteración de sericita en un 40% del cristal. Las hornblendas se orientan en dirección de la lineación y presentan una alteración a clorita. El protolito de esta roca se puede asociar a una roca ígnea intrusiva de composición granodiorítica.

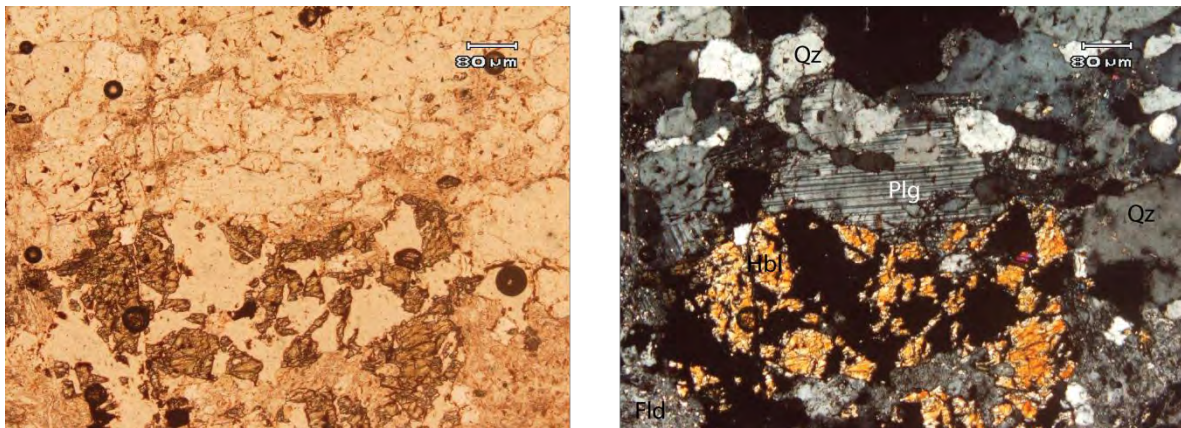


Figura 17. Muestra SIN 13-57. Izquierda luz natural, derecha nicoles cruzados. En la esquina inferior izq. se observa la sericitización de los feldespatos, al centro un cristal de hornblenda muy fracturado elongándose en la dirección de la foliación. La extinción del cuarzo se observa discontinua en algunos cristales (formación de subgranos).

Afloramientos del Arroyo El Tamacochi (Gneis Tamacochi) SIN 13-53, 54, 55

Sobre el arroyo Tamacochi con dirección NW se puede observar el contacto de la unidad metasedimentaria finamente laminada de textura esquistosa con una roca intrusiva cuarzo feldespática, fanerítica, levemente foliada (Gneis Tamacochi). El Gneis Tamacochi está a su vez intrusionado por diques andesíticos porfídicos de rumbo SW 70° con 80° buzando al NW (SIN 13-55, 13Q 369807E, 2593630N) (Fig. 18). Más adelante (250m) sobre el mismo arroyo (13Q 369582E, 2593592N) continúa dicha unidad cuarzo-feldespática, sin embargo, su foliación se acentúa hasta tener una textura gnéisica (Fig.18). El cambio de textura es gradual sobre dicho transecto. No se observan cambios mineralógicos a nivel de afloramiento entre ambas

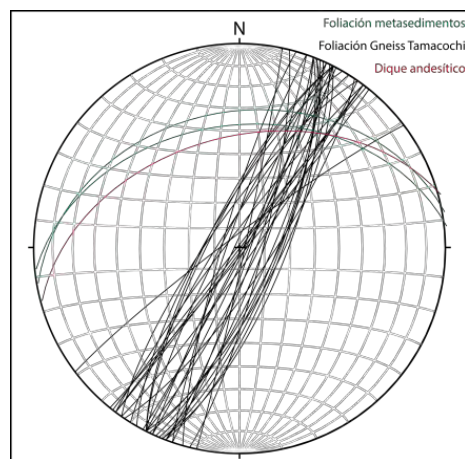


Figura 18. Foliación del Gneis Tamacochi y los diques andesíticos.

continúa dicha unidad cuarzo-feldespática, sin embargo, su foliación se acentúa hasta tener una textura gnéisica (Fig.18). El cambio de textura es gradual sobre dicho transecto. No se observan cambios mineralógicos a nivel de afloramiento entre ambas

a separarse en un mismo cristal, otros ya han desarrollado subgranos con puntos triples a 120° , con sus contornos un poco difusos. Las hornblendas se presentan subhedrales con la mayor parte de los cristales muy fracturados e intercrecidos con biotita. Ambos presentan una foliación incipiente formando algunos listones, sin continuidad y de espesor variable. La biotita en la muestra posee un pleocroísmo rojizo intenso (alto Ti). Los opacos, probablemente ilmenita, se sitúan preferentemente en los bordes o dentro de los anfíboles y biotitas. El protolito de esta roca se clasifica como un intrusivo de composición granítica.

Petrografía SIN 13- 55A

En esta sección delgada la mineralogía se mantiene, solo se añade la aparición de pequeños cristales subhedrales de epidota en los intersticios entre las plagioclasas o desde su núcleo (saussuritización) y en las exsoluciones de feldespato potásico. Los cristales de cuarzo son ahora bien definidos con bordes rectos y puntos triples a 120° , formando listones continuos (bandas). Las plagioclasas empiezan a formar subgranos, en ocasiones las maclas empiezan a perder su continuidad y esbozan incipientemente texturas en cuadrícula (*chessboard*). La sericitización aumenta con respecto a la muestra anterior y altera totalmente algunos cristales de plagioclasa. También aparecen cristales de feldespato potásico separándose a partir de los cristales de plagioclasa. Los cristales de hornblenda se alargan y forman bandas intercrecidas con biotita de color rojizo. Sin embargo, se siguen observando algunos fenocristales de hornblenda subhedrales aún no integrados a dichas bandas. Los minerales opacos (óxidos de hierro y titanio) se alargan y están contenidos en su mayoría en las bandas formadas por hornblendas y biotitas, la mayoría coronados por titanita generándose a partir de óxidos de hierro y titanio (ilmenita, o bien titanomagnetita) (Fig. 20, SIN 13-55A).

Petrografía SIN 13- 54

La textura es gnéisica y totalmente foliada. Se forman bandas diferenciando las distintas fases presentes en la roca. Esencialmente se pueden agrupar tres bandas: bandas de cuarzo, bandas de feldespato potásico más plagioclasa y bandas de biotita y hornblenda. Las bandas de cuarzo se observan con textura granoblástica y muestran una recristalización bien

marcada con juntas triples y bordes rectos. Las bandas de feldespato igualmente recrystalizadas, se forman a partir de las plagioclasas, aunque aún se pueden observar algunos cristales de plagioclasa, relictos del protolito ígneo (secciones SIN 13-55). Las bandas formadas por biotita rojiza que crece a partir de la destrucción de la hornblenda están intercrecidas con muscovita. Se puede observar también titanita y allanita distribuidos en las diferentes bandas de la roca (Fig. 20, SIN 13- 54). La cantidad de opacos disminuye drásticamente con respecto a las muestras anteriores, aquí son menos de 3% y se encuentran alargados dentro de las bandas de biotita y muscovita. Esta roca se clasifica como un ortogneis de composición granítica con titanita y allanita (Fig. 21).

Petrografía SIN 13- 53

La textura es bandeada, esencialmente esta sección delgada está constituida por cuarzo y feldespato potásico recrystalizados con un contenido de 15% de cristales subhedrales de hornblenda parcialmente alargados. El cuarzo recrystalizado está dispuesto en forma de bandas y lentes alargados (Fig. 20, SIN 13- 53). También se observan algunos aglomerados esféricos de cuarzo. Los feldespatos parcialmente sericitizados forman bandas dentro de las cuales existen los lentes de cuarzo.

En estas secciones se pudo observar un incremento del grado de metamorfismo y cizallamiento de esta unidad. Podemos resumir que conforme se incrementa la intensidad de la foliación y el bandeamiento en campo, la roca incrementa las evidencias de un metamorfismo de mediano grado a causa de esfuerzos de cizallamiento e incremento de temperatura. El primer cambio textural se observa en la recrystalización del cuarzo la cual incrementa a lo largo de toda la sección. Las plagioclasas, que en un principio constituyen gran parte del porcentaje en la roca, conforme aumenta el grado de metamorfismo desaparecen sus maclas, rompen su estructura cristalina exsolviendo feldespato potásico y generando cristales de epidota con el calcio restante. Su alteración en sericita posteriormente forma muscovita la cual se incorpora a las bandas de biotita. La biotita recrystalizó a partir de la desintegración de los anfíboles (hornblenda) y muestra un color rojizo (alto Ti). De la misma manera conforme aumenta la foliación, la ilmenita, comienza

a generar coronas de titanita. La formación de este ortogneis se puede deber a una milonitización, debido a que el metamorfismo en esta unidad no es homogéneo. Posee un incremento en el grado metamórfico con dirección SW (Fig. 19), lo cual se puede observar en los cambios mineralógicos y texturales antes descritos. Sin embargo, en la zona del máximo metamorfismo y en específico en el contacto con la roca encajonante, no se observa alguna estructura de falla o zona milonítica de molienda. La actitud de la foliación en ambas rocas (ortogneis y paragneis) es distinta y aunque se sugiere una génesis milonítica para el ortogneis no se tiene la certeza que la milonitización haya ocurrido estrictamente en el contacto con el paragneis. Otra interpretación es que sea una foliación magmática y que se incremente hacia el borde de la intrusión.

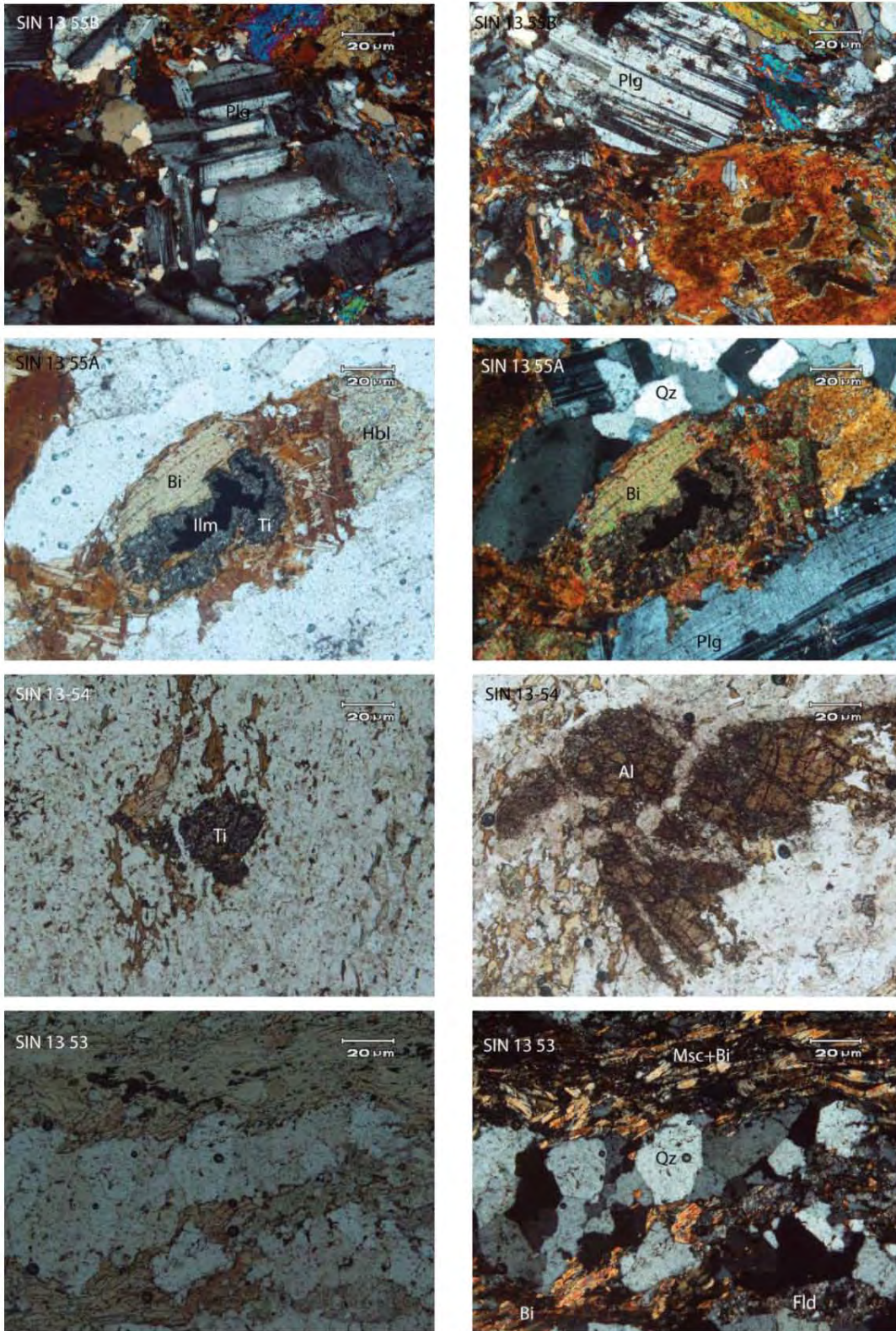


Figura 20. (SIN 13-55B): Textura fanerítica incipientemente foliada. (SIN 13-55A): Ilmenita coronada por titanita y biotita creciendo a partir de hornblenda. (SIN 13-54): Izquierda; cristal de titanita, ya no se observa la ilmenita a la cual coronaba en la muestra anterior, derecha; cristal de allanita. (SIN13-53): Bandas de cuarzo y bandas de biotita con muscovita.

Rocas Batolíticas

Muestra	Este	Norte	Elevación (m)	Litología	Mineralogía
Sin12-05	364828	2593789	222	Gabro de Hbl	Plg 54%, Cpx 27%, Hbl 16%, opacos 3%.
Sin12-08	344440	2599953	34	Tonalita	Qtz 36%, Plg 36.5%, Fsp 1%, Bt 24.5%, Opacos 2%.
Sin12-09	365053	2598391	142	Granodiorita	Plg 50%, Qtz 19%, Bt/Chl 14%, Hbl 9% Fsp 8%, .
Sin12-11	385744	2569506	127	Cuarzo monzodiorita	Fsp 22%, Anf 9%, Qtz 10%, Plg 45%, Chl 13%, opacos 1%.
Sin12-12	386703	2569796	165	Granito	Fsp 37%, Qtz 25%, Plg 24%, Bt 8%, Hbl 5%, Opacos 1%
Sin12-13	388159	2570348	250	Dique máfico	Matriz 80% (15% opacos), Fenocristles 20% (Plg 68%, Hbl 32%)
Sin12-15	399166	2579923	267	Cuarzo monzonita	Fsp 47%, Plg 26%, Qtz 16%, Bt 8%, Hbl 2%, Opacos 1%
Sin12-18	405710	2587443	612	Granito	Plg 32%, Qtz 30%, Fsp 24%, Hbl 8%, Bt 5%, Opacos 1%
Sin12-26	315999	2618573	20	Basalto	Matriz 62%, Plg 25% (fenocristales), Piroxeno 12%.
Sin13-33	374793	2587538	91	Granodiorita	Qtz 32%, Plg 25%, Hbl 20%, Fsp 6%, Bt 5, Opacos 12%
Sin13-39	374552	2600334	168	Granodiorita	Qtz 24.5%, Plg 43%, Fsp 11.5%, Chl 8%, Hbl 11.5%, opacos 1.5%.
Sin13-41	367053	2596720	122	Granodiorita	Qtz (36%), Plg (36%), Bt (10%), Fsp (16%), Hbl (2%).
Sin13-43	385824	2573917	198	Granodiorita	Plg 38%, Fsp 14%, Qtz 30%, Bt 10%, Hbl 6%, opacos 2%
Sin13-46	382665	2580432	194	Granito	Plg33%, Qtz 28%, Fsp 20%, Bt 12%.
Sin13-54	369582	2593592	126	Ortogneis	Bt 35%, Qtz 30, Fsp + Plg 30%, Hbl 5% (estimado).
Sin13-56	350749	2591350	72	Gabro de Hbl	Plg 40%, Chl 30%, Hbl 15% ± Cpx (estimado)
Sin13-57	346416	2602272	55	Ortogneis	Qtz 37%, Plg 28%, Fel 21% , Hbl 12%, Ti4 %

Tabla 2. Conteo de puntos de las distintas rocas analizadas en este trabajo. De la muestra SIN 13-54 se estimaron sus porcentajes debido a su textura bandeada. También se estimó el porcentaje de SIN 13-56 debido a la fuerte cloritización que posee. La zona UTM es la 13Q y el DATUM utilizado es el WGS 84.

Todas las rocas batolíticas excepto los gabros poseen una composición félsica cuyos valores ya normalizados de cuarzo oscilan alrededor de un 38%. Su clasificación, usando el diagrama de Streckeisen (Fig. 21), varía desde composiciones tonalíticas hasta granitos en sentido estricto.

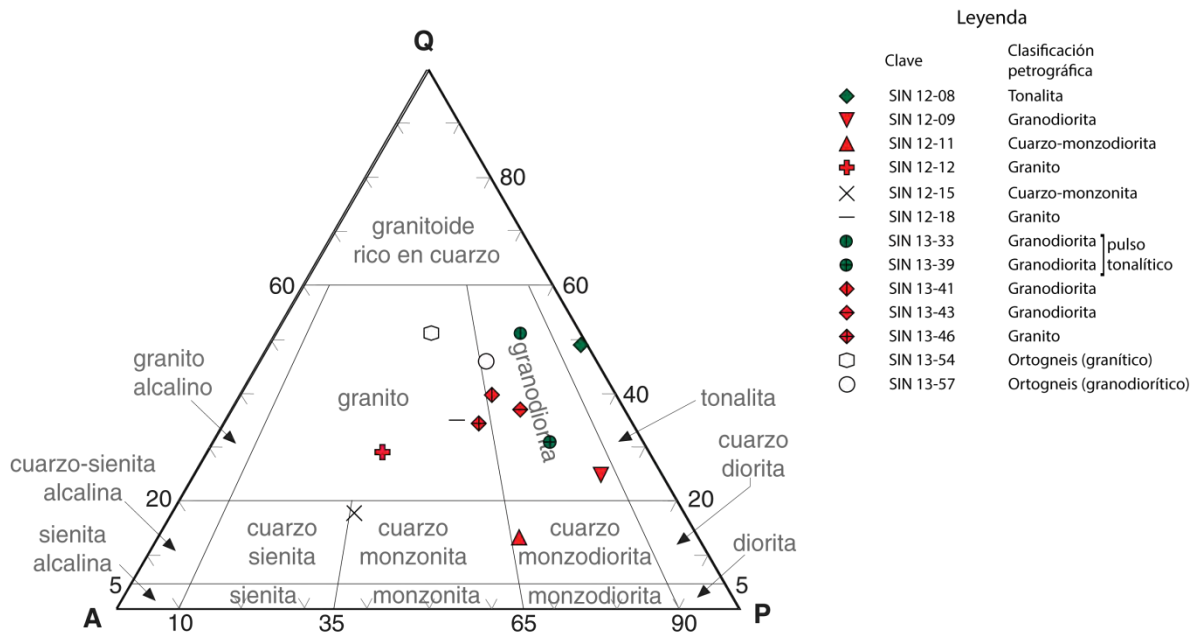


Figura 21. Diagrama Strecheisen AK fsp – Plag – Qz, para rocas graníticas de IUGS (Le Maitre et al., 2002).

Complejo Máfico (rocas gabroicas)

Estas rocas gabroicas se asocian al primer pulso de los tres que tradicionalmente conforman al batolito de Sinaloa (Henry y Fredrikson, 1987). En el área de estudio afloran en dos sectores alineados Este-Oeste con una extensión superficial en conjunto de 20 km², sus afloramientos no van más allá de 23 km de la línea de costa. Se visitaron ambos afloramientos (carretera El Habal-La Noria y carretera Culiacán-Mazatlán), los cuales exhiben distintas relaciones texturales. Sin embargo, las muestras más sanas (inalteradas o poco alteradas) tanto en muestra de mano como a nivel microscópico, se colectaron como cantos rodados en los arroyos con dirección norte que cruzan las inmediaciones del poblado de La Noria. A nivel de afloramiento esta unidad se presenta fuertemente fracturada (Fig. 22), en ocasiones deleznable. A lo largo de las fracturas se forman vetillas no mayores a 1 cm compuestas de óxidos de fierro, titanio y calcita. Mineralógicamente destaca una alteración por clorita, sericita y pirita (propilítica). Las relaciones de contacto no son muy claras en ningún afloramiento, al parecer esta secuencia se encuentra intrusionando a metasedimentos clásticos, esto se infiere al observar la cartografía y en el afloramiento de

la carretera El Habal-La Noria. Se ha reportado 30 km al Norte de Mazatlán que estas rocas están cubiertas en contacto discordante por una caliza recristalizada de edad aptiana (Henry y Fredrikson, 1987).

Afloramiento La Noria, SIN 12-05

Este afloramiento se encuentra en la carretera que lleva al municipio de la Noria 14 km al NE de la intersección con la carretera Federal 15 Culiacán-Mazatlán. El corte sobre la carretera expone al gabro muy fracturado (Fig. 22), con intensa oxidación en las zonas expuestas y en las fracturas. Resaltan en ejemplar de mano fenocristales de plagioclasa alterados a arcilla, algunos casi completamente.

Dichos cristales resaltan sobre cristales de anfíbol y microcristales de plagioclasa, ambos se observan

verdosos por la alteración de clorita. Los anfíboles se observan alterados en sus bordes formando coronas de clorita y epidota. En algunas zonas adentro del plutón, se presentan bandas de entre 1 y 2 metros de espesor en donde la plagioclasa puede exceder el 90% de la roca. El contacto entre estas anortositas y otras facies del intrusivo es transicional. Diseminados en la roca (<1%) se observan sulfuros de hierro (pirita, calcopirita), en ocasiones solo visibles con ayuda de la lupa.

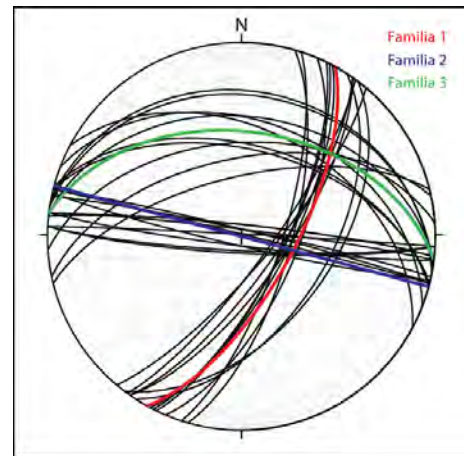


Figura 22. Familias de fracturas en los gabros, afloramiento La Noria (SIN 12-05).

Petrografía SIN 12-05

La textura de esta roca es holocristalina, hipidiomórfica y en ocasiones se presenta porfídica, con fenocristales de plagioclasa y cristales más pequeños de piroxenos, anfíboles y plagioclasa (Fig. 23A). La paragénesis presente es plagioclasa, clinopiroxeno (augita), anfíbol (hornblenda) y como accesorios rutilo, ilmenita, titanita y óxidos de hierro (magnetita) (Tabla 2). Minerales posmagmáticos (alteración) son clorita, epidota, sericita,

calcita y pirita. En el conteo de opacos se incluyó al rutilo, en algunas secciones delgadas hay ausencia total de este mineral, sin embargo, en otras secciones delgadas este puede alcanzar el 5% de la muestra, debido a que esta unidad incluye bandas y lentes de ilmenita y rutilo. Los otros opacos presentes son ilmenita y pirita, siempre presentes pero en cantidades $< 2\%$ en la roca.

Destacan sobre todo los megacristales de plagioclasa (hasta 3 cm) comúnmente fracturados y sericitizados con una leve deformación registrada en las maclas (Fig. 23B). En algunos cristales se pueden observar texturas de exsolución formando antipertitas. La composición estimada ópticamente es cálcica (bitownita). El clinopiroxeno (augita) se encuentra en fenocristales subhedrales ópticamente discontinuos por uralitización. Es posible observar anfíbol (hornblenda) creciendo a partir de dichos cristales de augita y ambos minerales se muestran alterados por clorita y epidota. También la augita se encuentra con un hábito radial generando pequeños cristales comúnmente sobre las plagioclasas. Los cristales de hornblenda presentes en la roca se observan subhedrales, poseen un bajo pleocroísmo y aparecen en la misma abundancia que los clinopiroxenos. Las fracturas se observan rellenas de óxidos de hierro y/o calcita. La roca se clasifica como un gabro de hornblenda con augita.

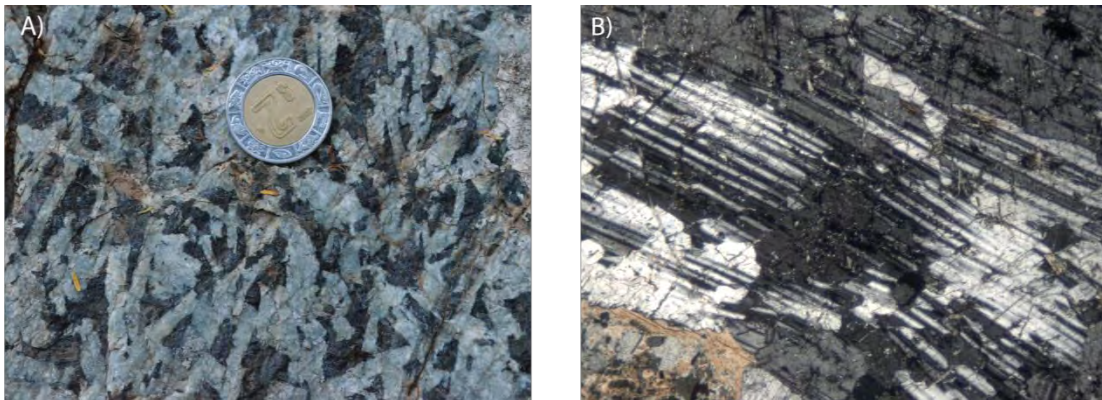


Figura 23. Muestra SIN 12-05. A) Fotografía del afloramiento La Noria, se observa la textura porfídica con fenocristales de plagioclasa, los minerales máficos corresponden a óxidos de hierro y titanio. B) Maclas deformadas en los fenocristales de plagioclasa con nicules cruzados.

Análisis EDS

Con el análisis EDS (*Energy Dispersive X-ray Spectroscopy*) se lograron confirmar y en algunos casos identificar fases presentes en el gabro (La Noria, SIN 12-05). Los puntos en los fenocristales de plagioclasa exhiben en promedio An_{80} , Ab_{20} , lo cual es congruente con las observaciones petrográficas. En el caso de los piroxenos y los anfíboles es un poco más complejo determinar exactamente qué tipo de estos minerales se encuentran en la roca, debido a las limitaciones de la técnica. Dichas limitaciones se deben a que en los resultados del EDS solo observamos un diagrama (picos) con los diferentes elementos presentes, lo que permite una idea semicuantitativa de sus abundancias en el punto analizado. Existen composiciones que pueden ser afines tanto a un piroxeno como a un anfíbol, dependiendo del número de oxígeno que usemos. Sin embargo, de los resultados obtenidos se puede deducir que los clinopiroxenos presentes, en base a sus contenidos de Fe, Mg y Ca, corresponden a augita. En algunos casos, puntos medidos dentro de un mismo cristal de augita revelan contenidos de Ti, por lo que se determinó que en ocasiones titanoaugita es también una fase presente en el sistema.

Como minerales accesorios en algunos puntos se identificó titanita (picos de Si, O, Ca y Ti) e ilmenita (picos de Fe y Ti) (Fig. 23). Se puede observar, en general, que estas rocas son ricas en Ti al tener varias fases dependientes de este elemento.

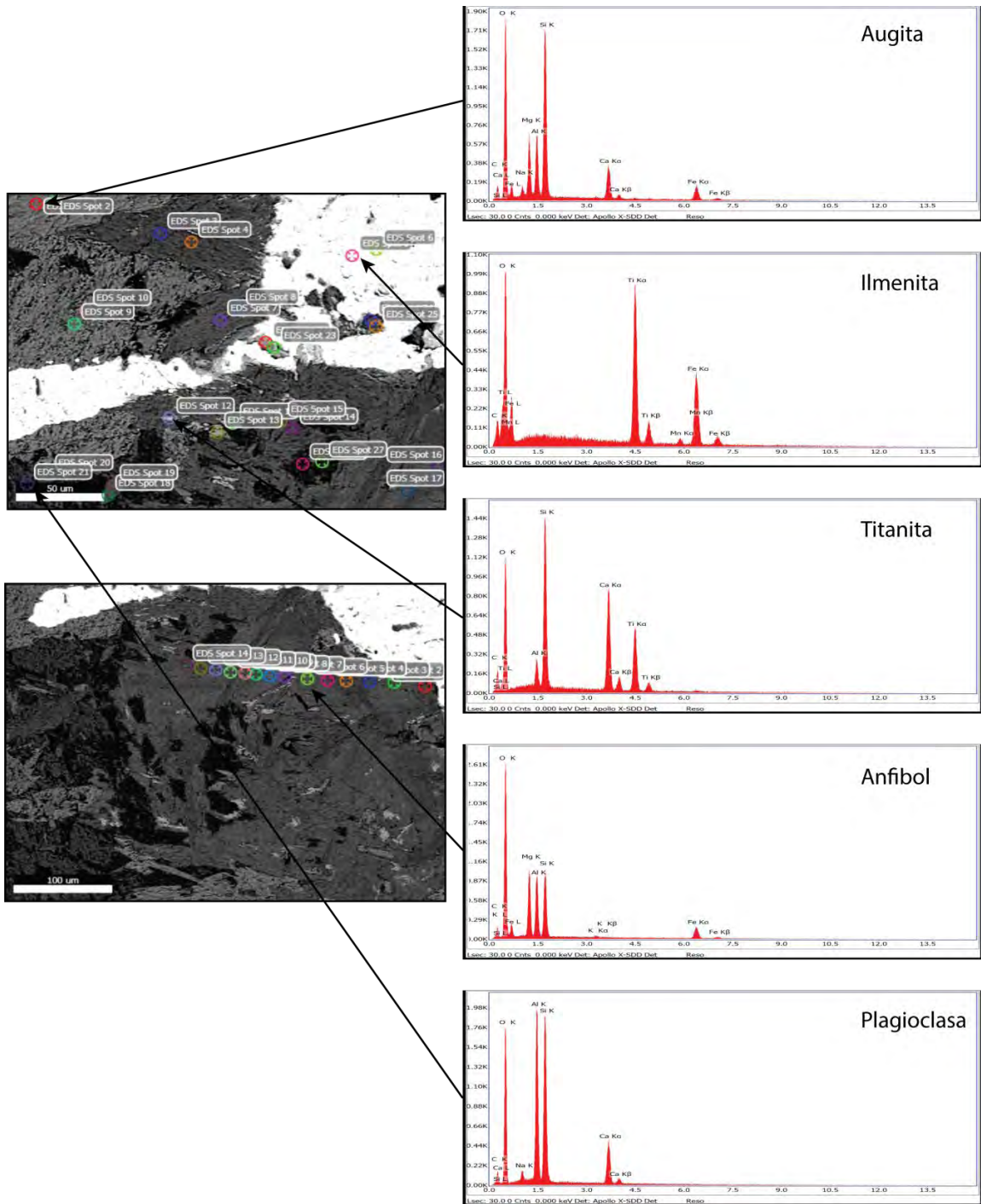


Figura 23. Muestra SIN 12-05. Análisis EDS en microscopio electrónico, señaladas las distintas fases presentes en la roca.

Afloramiento Carretera Federal 15 Culiacán- Mazatlán, SIN 13-56

En dos cortes sobre la carretera (350747E, 2591352N), la roca se presenta sumamente deleznable con un tamaño de grano de fino a medio. Se distinguen plagioclasas y anfíboles altamente cloritizados. Es evidente que esta unidad se encuentra intrusionando a los metasedimentos. Su estructura incipientemente denota un dique pero el nivel de alteración es tan alto y la unidad se encuentra tan fracturada que no fue posible determinar en campo la actitud del dique, solo se puede esbozar una actitud estructural con rumbo SE. Afectando al gabro se logró medir una falla lateral izquierda de rumbo SE20° con 71° al SW.

Petrografía SIN 13-56.

La textura de la roca es fanerítica, holocristalina, equigranular de grano medio a fino, exhibiendo una abundancia relativamente mayor de clinopiroxeno (augita) con respecto a los anfíboles (hornblenda), Las texturas de exsolución en las plagioclasas son menos evidentes. Se sigue observando la uralitización de los piroxenos. La alteración representada por clorita y epidota afectando a los piroxenos y anfíboles es mayor que en las muestras obtenidas en las cercanías de La Noria. Algunas zonas están totalmente cloritizadas al parecer la clorita reemplaza con más frecuencia e intensidad a los piroxenos (Fig. 25).

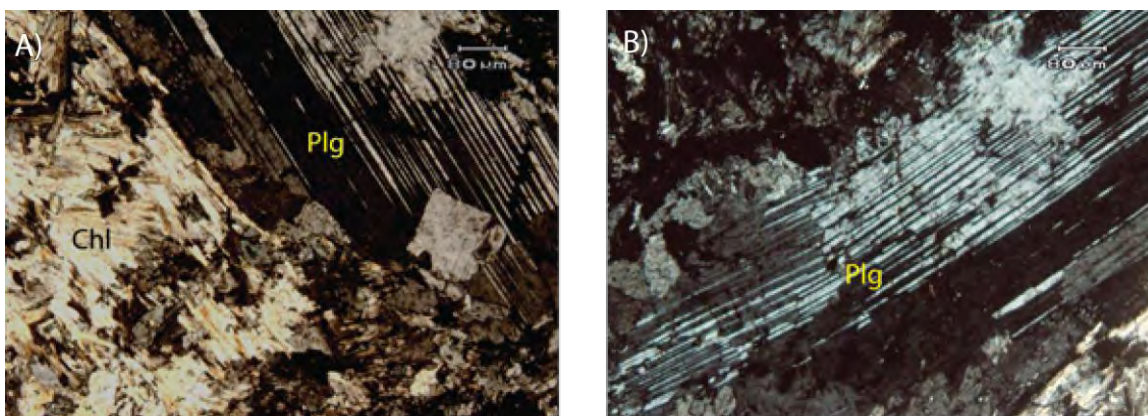


Figura 25. Muestra SIN 13-56. A) Se observa la severa alteración por clorita, atacando principalmente a los piroxenos y anfíboles. B) Cristal de plagioclasa fracturado y deformado, además se observa la sericitización en dichos cristales.

Rocas tonalíticas

Esta unidad se encuentra ampliamente distribuida en la zona de estudio (Fig. 10). Cubre una superficie de 322 km², agrupando todos los sectores donde aflora (tres principalmente). Los afloramientos se extienden a partir de 5 o 6 km de la costa hasta 50 km adentrándose al continente. Se ha interpretado como el segundo pulso magmático que conforma el batolito de Sinaloa (Henry y Fredrikson, 1987; Henry *et al.*, 2003). Estas rocas se caracterizan por su comportamiento bimodal en cuanto a su textura. Se pueden observar con sus minerales dispuestos al azar y en otras ocasiones se observan con una foliación bien definida. Dicha foliación va desde incipiente a muy bien marcada en algunos afloramientos. Esta unidad se observa alterada y deleznable hacia sus contactos por intrusión con los metasedimentos así como con rocas que la intrusionan. Sin embargo, se pueden coleccionar muestras sanas (poco alteradas y compactas) con relativa facilidad en las cercanías de los poblados del El Recodo y El Quelite, respectivamente. Cabe mencionar que esta roca presenta variaciones mineralógicas que en algunos casos ocasionan que grafiquen en el diagrama de Streckeisen (Fig. 21) como granodioritas, sin embargo, están cartografiadas dentro de los plutones tonalíticos.

Afloramiento carretera a El Mármol, SIN-12-08

En esta zona prácticamente plana con mucha vegetación no se encontró un afloramiento de esta unidad, sin embargo, se encuentran cantos rodados de dimensiones considerables. Por la dimensión de los bloques su abundancia y la topografía podemos inferir la ubicación de esta unidad en este punto. La muestra se tomó de uno de estos bloques. Los bloques presentan exfoliación esferoidal típica de rocas graníticas intemperizadas con algunas caras planas, remanentes de las fracturas del plutón. En ejemplar de mano presenta textura fanerítica–equigranular, de grano medio, con alto contenido de plagioclasa con sus bordes alterados en arcilla, alrededor de 10% de biotita y algunos cristales de anfíbol (Tabla 2).

Petrografía SIN-12-08.

La textura es fanerítica de grano medio, hipidiomórfica y con una mineralogía primaria de plagioclasa, cuarzo, biotita, hornblenda y opacos (Tabla 2) con menos de 1% de feldespato potásico. Los cristales de plagioclasa son en su mayoría euhedrales con una composición (obtenida ópticamente) de oligoclasa-andesina. En 30% de las plagioclasas no se determinó ópticamente su composición debido a que presentan un zoneamiento bien marcado (Fig. 26). El cuarzo anhedral esta relleno de los intersticios y se observan cristales de biotita alterados a clorita, en un 50%, y en algunos casos totalmente reemplazados por dicha alteración. Los anfíboles (hornblenda) euhedrales y subhedrales son muy escasos, alterados parcialmente con clorita acentuándose dicha alteración en los bordes y fracturas dentro del cristal (Fig. 26). Los opacos son probablemente pirita y magnetita debido a su forma cúbica. Los porcentajes normalizados de plagioclasa (49%), cuarzo (49%) y feldespato potásico (2%) grafican en el campo de las tonalitas usando diagrama del IUGS (Le Bas, M.J. y Streckeisen, A.L., 1991).

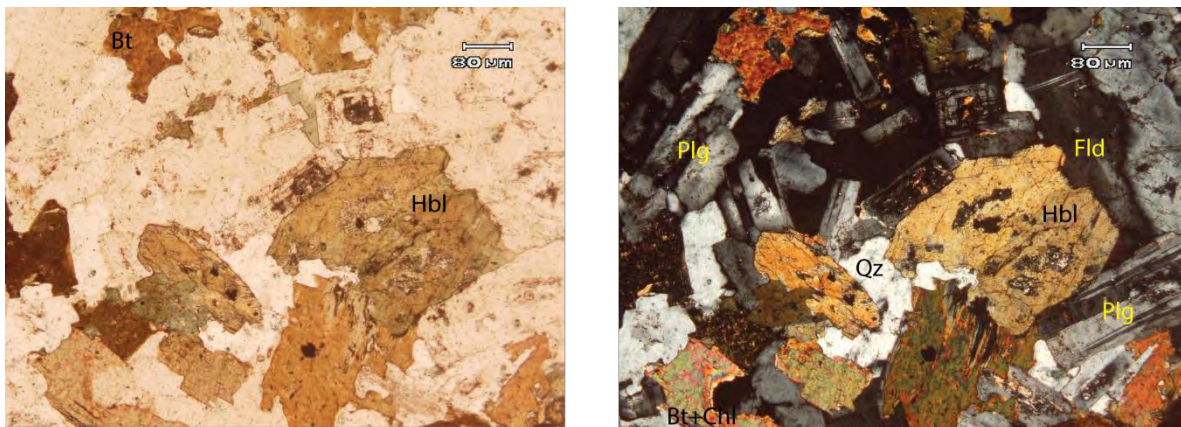


Figura 26. Muestra SIN 12-08. Izquierda luz natural, derecha nicoles cruzados. Se observa la alteración en las plagioclasas así como el zoneamiento en algunas de ellas. También se observa la cloritización en la biotita.

Afloramiento carretera a El Recodo, SIN-13-32

Sobre la carretera al pueblo El Recodo aflora un cuerpo ígneo de textura fanerítica, muy alterado, de color ocre a la intemperie, blanquizco al fresco (Fig. 27A) y en algunas zonas muy deleznable. En su mineralogía se observa plagioclasa fuertemente sericitizada, cuarzo, anfíboles y biotita (Tabla 2). Se logró reconocer que este afloramiento pertenece a la unidad denominada tonalítica, debido a los colores de la roca en superficie sin intemperizar y la incipiente foliación que presenta. Intrusionando a esta unidad se encuentra un dique cuarzo feldespático (aplítico) con textura afanítica con rumbo NW 60° y echado de 70° al NE y 15 cm de espesor (Fig. 27B).

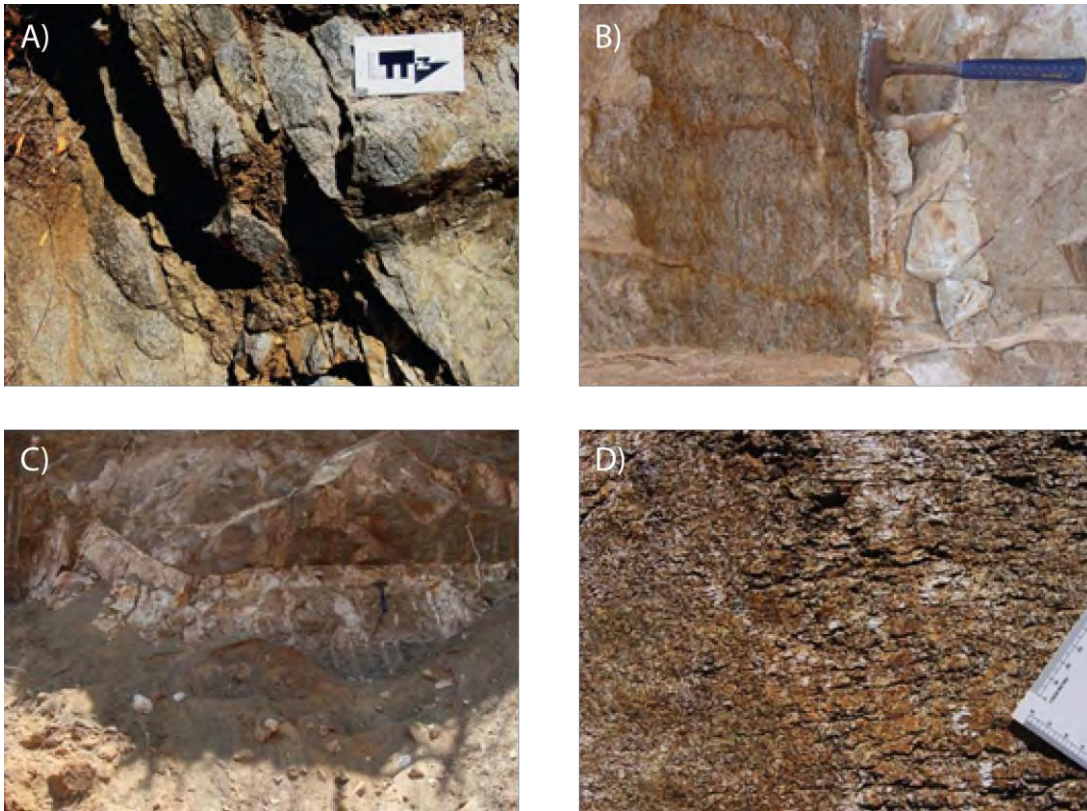


Figura 27. Muestras de las tonalitas en los afloramientos sobre la carretera que lleva al poblado del Recodo. A) Tonalita relativamente sin alterar, colores grises y blanquizcos (SIN-13-32). B) Diques aplíticos en la tonalita (izq). C) Dique aplítico de 1 metro de espesor intrusionando a la tonalita en el punto de SIN-13-33. D) Se observa la foliación sintectónica de la tonalita (SIN-13-33), más evidente en zonas alteradas de la roca, debido a la desintegración del feldespato a sericita.

Afloramiento carretera a El Recodo, SIN-13-33

En este punto la roca se encuentra sana con textura fanerítica, de grano medio, equigranular se encuentra incipientemente foliada. Se puede observar una mineralogía de plagioclasa, anfíboles, cuarzo y biotita. Presenta una fractura muy bien marcada con actitud NW70°-64°NE.

La foliación coincide con el sistema de fracturas.

Se encuentra un dique cuarzo-feldespático (13Q 374905E, 2587742N), de 1 metro de espesor (Fig. 27C) que coincide con la foliación tectónica, en

este punto NW85° con 35° al NE. También se observan diques pegmatíticos de 5cm de espesor con un rumbo de SW20° con 54 al NW (línea naranja Fig. 28), con cuarzo, feldespato y biotita.

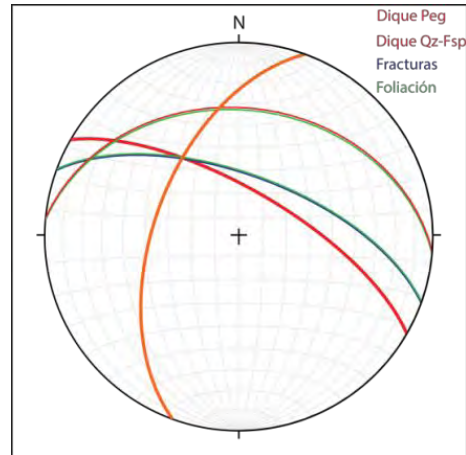


Figura 28. SIN 13- 33 Actitud estructural de las fracturas, foliación y diques afectando esta unidad.

Petrografía SIN-13-33.

Esencialmente la mineralogía se mantiene igual que en la muestra anterior, con un poco más de hornblenda (>3%) y la alteración en los feldespatos se acentúa. Tanto en muestra de mano como en la sección delgada se hace evidente una foliación acentuada por la orientación de las biotitas, las cuales se muestran parcial o totalmente reemplazadas por clorita. La foliación en estos plutones se considera sintectónica (Henry y Fredrikson, 1987) debido a la homogeneidad de esta en las diferentes localidades. Las plagioclasas euédrales muestran sus bordes sericitizados, en algunos cristales se observan alterados en un 50% del cristal (Fig. 29A). Su composición se determinó ópticamente y oscila entre oligoclasa y andesina. Alrededor de 20% de dichos cristales presentan una zonación bien marcada. Los anfíboles son subédrales con bordes carcomidos por clorita y difusos en sus contactos con los demás minerales. La biotita se observa con un color rojizo (Fig. 29B). En este

afloramiento destaca la presencia de enclaves alineados a la foliación, constituidos por rutilo y anatasa, en paragénesis con titanita, ilmenita y hornblenda. Los límites de estos enclaves de textura fanerítica alotriomórfica son muy difusos con la roca huésped. La roca se clasificó en campo como una tonalita, sin embargo en el conteo de puntos (Tabla 2) tiene un porcentaje renormalizado de Qz=50%, Plg= 40%, Fld=10%. Esta roca grafica en el campo de las granodioritas (Fig. 21), sin embargo, se presenta en este pulso debido a sus relaciones de contacto, textura (incipientemente foliada) y ubicación.

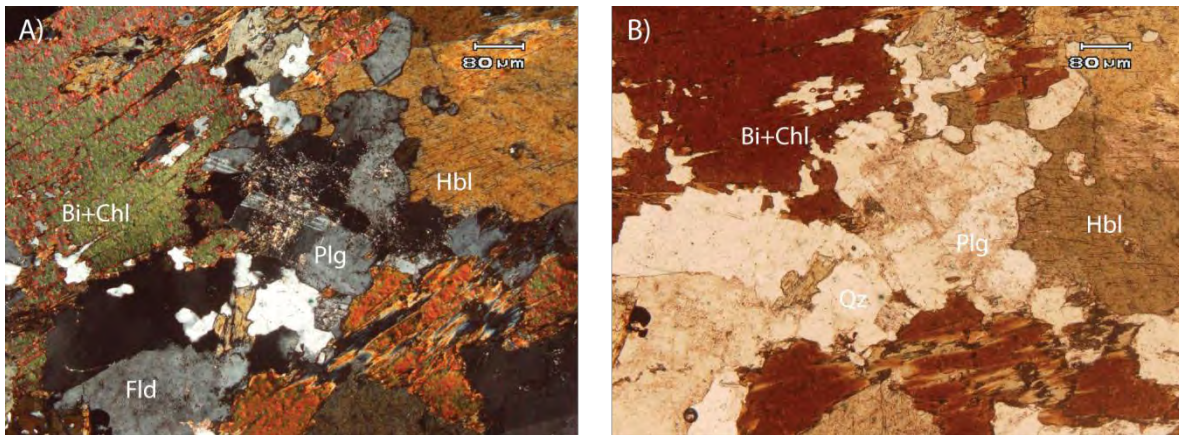


Figura 29. Muestra SIN 13-33. A) nicoles cruzados, Se observa la paragénesis de la roca, destaca la alteración de la plagioclasa y la cloritización de la biotita. B) Luz natural, se observan los colores rojizos de las biotitas.

Afloramiento San Marcos, SIN 13-39

En la afueras de este poblado aflora un cuerpo tonalítico con una incipiente y casi imperceptible foliación, intrusionado por varios diques máficos. En muestra de mano se puede apreciar una textura fanerítica con megacrístales de plagioclasa euhedrales de hasta 1cm, cuarzo anhedral, anfíboles euhedrales a subhedrales cloritizados (20% de la muestra) y un vetilleo de magnetita < 1cm.

Petrografía SIN-13-39.

La textura es fanerítica hipidiomórfica y el conteo modal resulta en plagioclasa, cuarzo, anfíboles, feldespato potásico, clorita, y opacos (Tabla 2). Las plagioclasas se pueden dividir en dos familias, los megacrístales comúnmente con dos maclas con sus bordes

difusos por alteración de sericita y otra familia de menor tamaño. El feldespato potásico rellena intersticios y atrapa otros minerales lo cual en conjunto con la presencia de clorita y de epidota sugiere una génesis secundaria de estos minerales probablemente por hidrotermalismo (propilitización). La clorita y la epidota han reemplazado por completo algunas fases (anfíboles) dejando solo una textura relictiva de éstas. Los anfíboles se observan afectados por la clorita y epidota en algunos casos, son euhedrales a subhedrales con bordes muy difusos a causa de la alteración y gran cantidad de opacos dentro de los cristales (Fig. 30A). El conteo modal renormalizado de cuarzo (33%), plagioclasa (58%) y feldespato potásico (9%) clasifica esta roca como una granodiorita con hornblenda (Fig. 21). Se presenta dentro del pulso tonalítico por sus relaciones de contacto y ubicación, el feldespato presente es consecuencia de alteraciones posteriores.

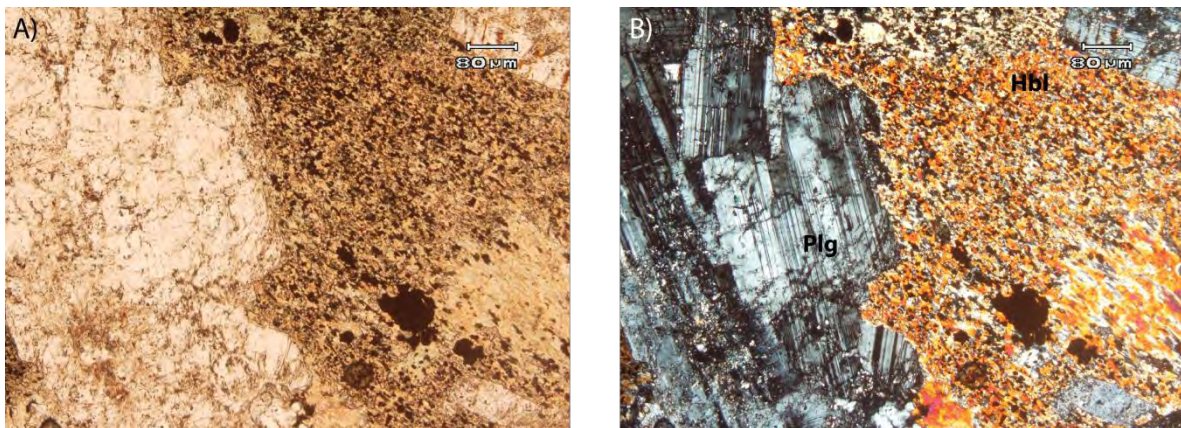


Figura 30. Muestra SIN 13-39. Izquierda luz natural, derecha nicols cruzados. A) Se observa el contenido de óxidos en los anfíboles alterados. B) Alteración de las hornblendas por clorita, epidota y la sericitización de las plagioclasas.

En resumen, los tres grandes cuerpos que corresponden al pulso tonalítico; El Recodo, El Quelite y San Marcos, presentan similitudes en cuanto a su mineralogía. Sin embargo, la foliación es más evidente en los afloramientos en los alrededores de El Recodo y en menor medida de El Quelite. En comparación con las demás unidades intrusivas de la región, en general, ésta se encuentra menos alterada. La foliación es relativamente homogénea por lo que se descarta que sea consecuencia de los bordes en las intrusiones. La foliación es relacionada al ambiente compresivo (sintectónico) de su emplazamiento. Evidencia de esto

es la orientación de los minerales máficos y a la recristalización del cuarzo y feldespato que exhiben éstas rocas (Henry y Fredrikson, 1987).

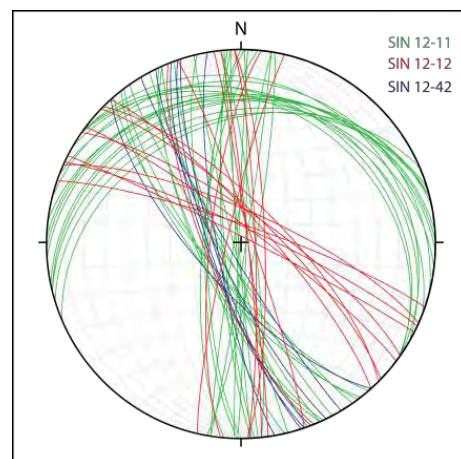
Rocas granodioríticas y dioríticas

Las granodioritas representa el pulso magmático con mayor volumen expuesto y distribución en el Batolito de Sinaloa (tercer pulso, Henry y Fredrikson, 1987), también su extensión temporal es la más prolongada de 102 a 46 Ma con excepciones como el intrusivo El Colegio de 19 Ma (Henry y Fredrikson, 1987). Son muy pocas las diferencias mineralógicas entre los distintos cuerpos, en ocasiones los contrastes mejor acentuados son las alteraciones hidrotermales, sin embargo, éste no es un factor que permita diferenciar entre dos o más cuerpos semejantes. Estos cuerpos intrusionan las unidades antes expuestas y los cubren discordantemente elementos volcánicos de la SMO. Debido a la compleja historia térmica y particularmente al pulso magmático del Oligoceno, todas estas rocas presentan alteración por procesos hidrotermales, en mayor o menor grado y es común encontrarlas propilitizadas o argilizadas. Esto en ocasiones dificulta su estudio petrográfico ya que minerales como feldespatos y anfíboles se encuentran algunas veces totalmente reemplazados por minerales de alteración.

Afloramiento carretera Durango-Mazatlán 40D (carretera nueva Durango-Mazatlán), SIN-12-11 (Cuarzo-monozodiorita Concordia)

Esta unidad fue identificada anteriormente por Henry y Fredrikson (1987) y fue englobada dentro del polígono denominado Granodiorita Concordia. Sin embargo, en dicho trabajo se mencionó como

cuerpos pequeños granodioríticos y cuarzo-monozodioríticos. En sus afloramientos se observa como un cuerpo intrusivo de textura fanerítica con una composición de apariencia “félsica” (debido a la alteración hidrotermal). En algunas zonas la roca es muy deleznable



por meteorización y alteración hidrotermal (propilítica). La roca poco alterada tiene una coloración verdosa debido a la clorita que afecta principalmente a los anfíboles, distinguibles en muestra de mano. Se observan algunos enclaves de 5 a 15 cm con textura más fina lo cual tiene como consecuencia un color más oscuro. Existen estructuras como diques félsicos con abundantes fragmentos brechados de la roca encojanante. Dichos diques presentan una alteración por clorita y epidota. También se identificaron intrusionando a esta unidad diques máficos uno de dos metros de espesor muy fracturado y afanítico. Este plutón tiene tres familias de fracturas: N-S, NW20°SE y E-W (Fig. 31)

Petrografía SIN-12-11.

Se observa una textura fanerítica, dominada por cristales de plagioclasa severamente alterados (>50%) por sericita, la cual afecta desde sus bordes y en ocasiones carcome las caras de los cristales (Fig. 32A, B). Las plagioclasas representan los cristales mejor desarrollados de la muestra en cuanto a tamaño, con formas subhedrales a euhedrales. El cuarzo anhedral, en ocasiones con simplectitas de feldespato potásico, rellena los intersticios. Los cristales de anfíbol (hornblenda) se encuentran muy alterados por clorita con los bordes corroídos, en algunos casos totalmente reemplazados y solo se aprecia la forma relictiva de los cristales (Fig. 32A, B). Las fracturas y oquedades generadas por la disolución de algunos minerales debido a la alteración se rellenan de calcita (posmagmática) (Fig. 32 C, D). Como minerales accesorios se encuentran opacos (sulfuros de hierro), apatitos y zircones (Fig. 32 E,F) estos últimos euhedrales, casi siempre fracturados y con algunas inclusiones de opacos, inmersos por lo regular en feldespato potásico. En general, se puede observar una cloritización de la roca en un 30-40%. Esta roca presenta evidencia de alteración hidrotermal que corresponde a los principios de una fase propilítica (clorita, sericita, calcita). El porcentaje original de cada mineral está modificado por la abundante presencia de clorita (30%) en toda la muestra (Tabla 2). Tomando en cuenta el conteo modal esta roca clasifica como una cuarzo-monzodiorita con hornblenda (Fig. 21).

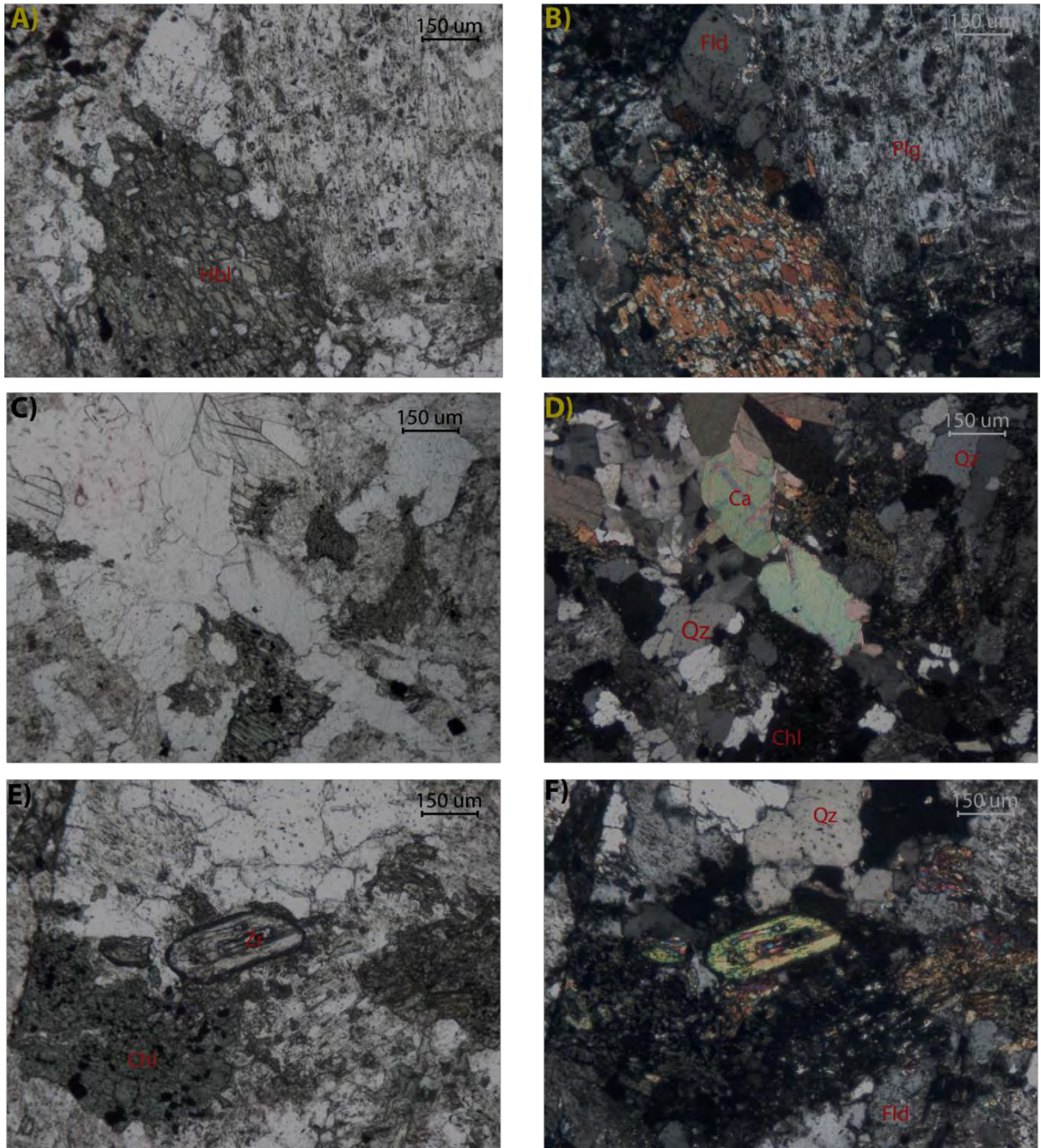


Figura 31. Muestra SIN 12-11. Izquierda luz natural, derecha nicoles cruzados. A, B) Se observa el cristal de hornblenda con sus bordes corridos severamente alterado, también una plagioclasa altamente argilizada. C, D) Se observa calcita secundaria y la intensa alteración de los anfiboles. E, F) Zircón con inclusiones.

Afloramiento carretera Durango-Mazatlán 40D, SIN-12-12

En un corte sobre la carretera (kilómetro 8.9) aflora un cuerpo intrusivo de textura fanerítica grano grueso y composición félsica con enclaves máficos. La mineralogía consiste de cuarzo, feldespato potásico, epidota (alteración). Es intrusionado por diques máficos de textura afanítica cloritizados e intensamente fracturados (Fig. 33). Esta unidad está afectada comúnmente por fallas normales y algunas inversas con un ángulo muy bajo (Fig. 33).

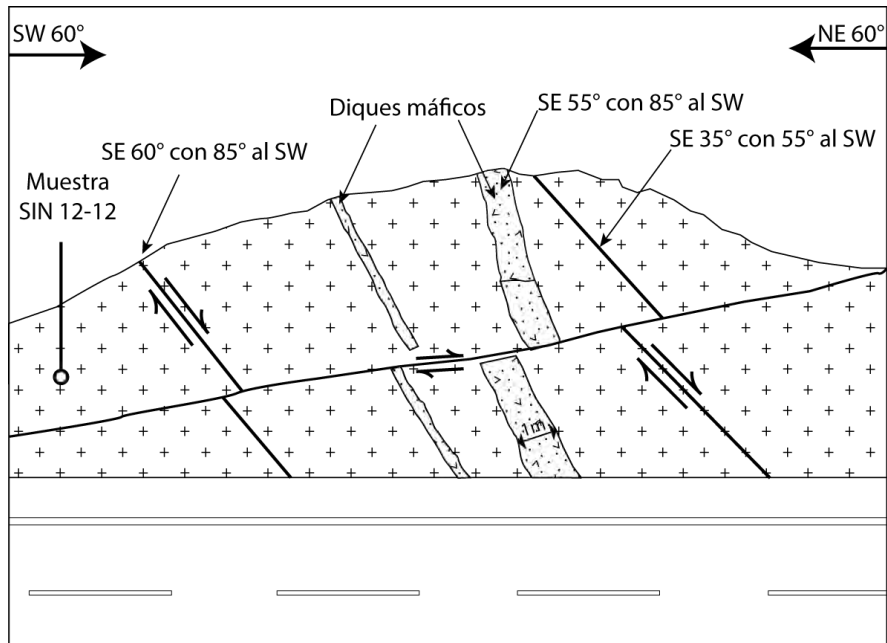


Figura 33. Diagrama del afloramiento SIN 12-12 sobre la carretera Durango-Mazatlán 40D. Se observan la orientación de las fallas que afectan al plutón y la actitud de los diques que la intrusionan.

Afloramiento carretera Durango-Mazatlán 40D, SIN-12-13 (dique)

Hacia el kilómetro 10.5 se encuentra intrusionando a la Cuarzo monzodiorita Concordia un dique máfico (Fig. 34) de textura porfídica. Los fenocristales son anfíboles de hasta 0.5 cm inmersos en una matriz afanítica verde en superficie sin intemperizar. El rumbo del dique es NW 20° subvertical.



Figura 34. Afloramiento en el polígono Concordia que muestra al dique máfico donde se colectó SIN 12-13.

Petrografía SIN-12-13

Se observó una textura porfídica con fenocristales redondeados de hornblenda (Fig. 35) y plagioclasas subhedrales en menor medida, alteradas en un 50% a sericita. La matriz está compuesta de microcristales de plagioclasa, anfíboles, vidrio y opacos. El porcentaje de fenocristales en la roca es de 20% de los cuales se reparten entre plagioclasas y hornblendas (Tabla 2). La cantidad de opacos en toda la muestra es de 15%. Los fenocristales se analizaron en un microscopio electrónico usando un EDS y se comprobó su clasificación petrográfica de hornblenda (Fig. 36). La forma redondeada de las hornblendas y las coronas de reacción con la matriz sugieren que no cristalizaron en equilibrio con la roca que las contienen.

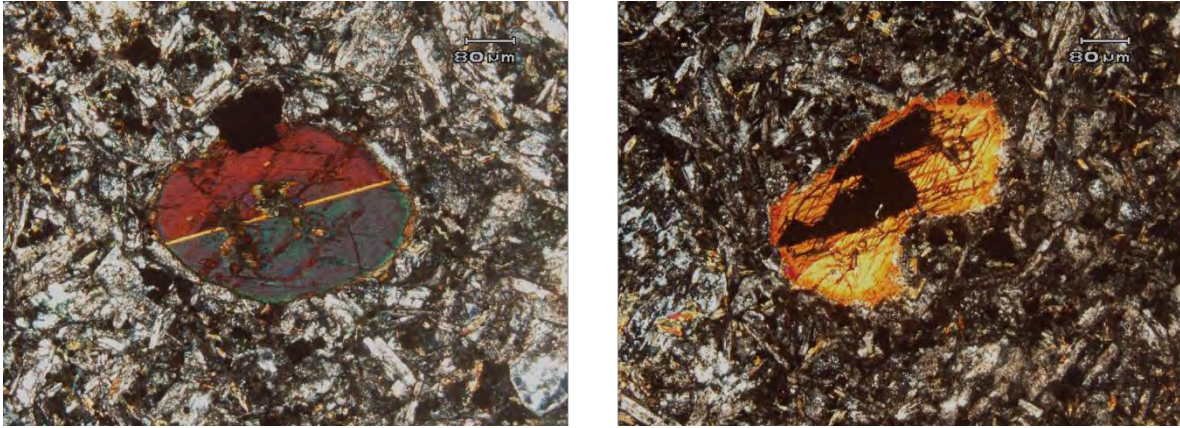


Figura 35. Muestra SIN 12-13. Izquierda, cristal de hornblenda en una matriz de plagioclasa, anfíboles y vidrio. Derecha se observa un cristal de hornblenda carcomido por la matriz y con óxidos como inclusiones, también se observan anfíboles anhedrales en la matriz.

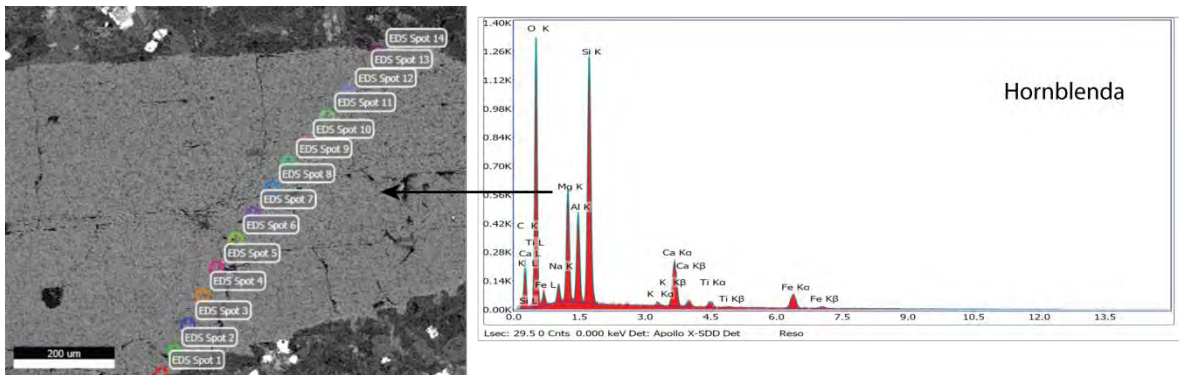


Figura 36. Análisis EDS a los fenocristales de hornblenda que conforman la textura porfídica en la muestra SIN 12-13. Se muestran los puntos analizados (izq). A la derecha la gráfica de uno de los puntos, no hubo variación significativa en los demás. Se observan los picos de sílice magnesio y alúmina que caracterizan a las hornblendas.

Afloramiento carretera federal Durango Mazatlán 40, SIN 12- 42, 43

En el trayecto sobre la carretera federal 40 Durango-Mazatlán del poblado de Malpica al municipio de Concordia, se pueden observar distintos afloramientos de granodioritas en los cortes carreteros. La mayoría de ellos exhibe a la roca muy alterada y en ocasiones deleznable. En los núcleos de la roca con la característica erosión esferoidal, se puede observar su mineralogía compuesta esencialmente por plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, biotita y hornblenda.

Petrografía SIN 12- 42, 43

Las muestras presentan una textura fanerítica hipidiomórfica, su mineralogía está dominada por plagioclasa, cuarzo, feldespato, biotita y hornblenda (Fig. 37). En relación con otros puntos de muestreo de la misma unidad, en este punto la cloritización es menor, afectando en mayor medida a las hornblendas dejando la biotita con poca alteración. Sin embargo, la alteración en las plagioclasas está acentuada, sericitizando algunos en más del 50% (Fig. 37) siendo un 30 % la alteración promedio en dichos cristales. El conteo modal clasifica esta roca como una granodiorita de hornblenda con biotita (Fig. 21).

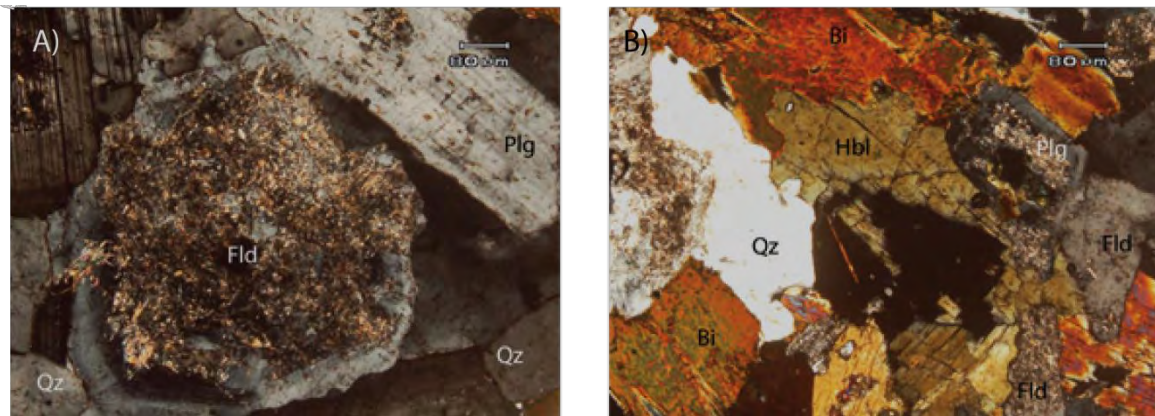


Figura 37. Muestra SIN 12-42. A) Se observa la fuerte alteración de los feldespatos y en menor medida de las plagioclasas. B) Podemos ver la fuerte cloritización de las hornblendas y las biotitas.

Afloramiento carretera Durango-Mazatlán 40D, SIN 12-18

Este afloramiento se encuentra sobre la carretera Durango-Mazatlán a la altura del poblado de Copala, fue nombrada Diorita Cópala por Henry y Fredrikson (1987) y exhibe una alteración argílica avanzada. Rocas volcánicas cubren esta unidad en contacto discordante (pertenecientes al Supergrupo Volcánico Superior de la SMO con alteración propilítica y argílica). Se puede reconocer en muestra de mano una mineralogía esencialmente de cuarzo, plagioclasa, feldespato, anfíbol y biotita (Tabla 2).

Petrografía SIN 12-18

La textura es fanerítica de grano grueso con una mineralogía de plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, biotita y anfíbol como minerales primarios (Tabla 2). Como accesorios se encuentran zircón, apatito y opacos. La roca se muestra alterada por clorita en un 40% afectando principalmente anfíbol, biotita y en ocasiones reemplaza totalmente a dichas fases primarias. Los cristales de plagioclasa se presentan euhedrales y son los cristales de mayor tamaño en la muestra, con núcleos y algunos bordes sericitizados (Fig. 38) acentuándose esta alteración en las fracturas de los cristales. La hornblenda subhedral casi siempre se observa cloritizada, son pocos los cristales donde se puede distinguir con claridad esta fase. Considerando que la clorita presente en 40% de la muestra afecta principalmente a las fases hidratadas (hornblenda y biotita) se reconstruye la mineralogía original, otorgando una clasificación de granito con hornblenda y biotita (Fig. 21).

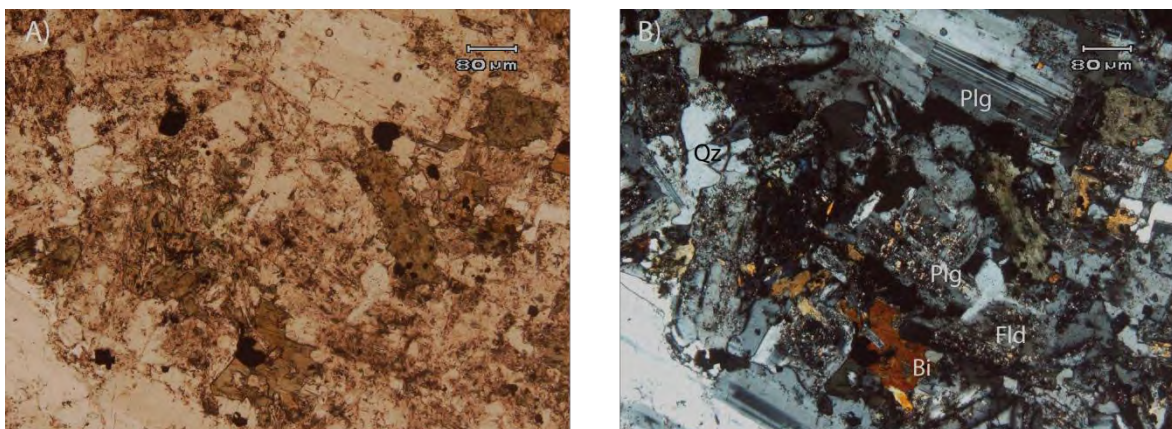


Figura 38. Muestra SIN 12-18. Izquierda luz natural, derecha nicols cruzados. A) Se observa el contenido de óxidos de hierro y la cloritización de las hornblendas y biotita. B) Se observan cristales euhedrales de plagioclasa, biotita y feldespatos sericitizados.

Granodiorita La Noria SIN 12-09 , SIN 13-41

Este cuerpo intrusivo de composición granodiorítica es uno de los mayores en cuanto a superficie expuesta dentro del pulso granodiorítico (postectónico) y rodea las unidades de basamento (metasedimentos, ortogneis) y a las rocas gabroicas. Se colectaron las muestras en la entrada al poblado de La Noria (SIN 12-09) y 3 km antes de llegar a dicho poblado, la carretera intersecta un arroyo, sobre este arroyo 2.5 km aguas abajo se colectó SIN 13-41.

Está en contacto por falla normal con la unidad nombrada Granodiorita Candelero (Henry y Fredrikson, 1987; Henry *et al.*, 2003). Su extensión va desde la costa hasta el poblado de La Noria 25 km dentro del continente (Fig. 10). En los afloramientos presenta una textura fanerítica con cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico, biotita y en ocasiones se observan cristales de anfíbol, en cuanto a su estructura, presenta dos familias de fracturas (Fig. 39). La roca toma un color blanquizco verdoso debido

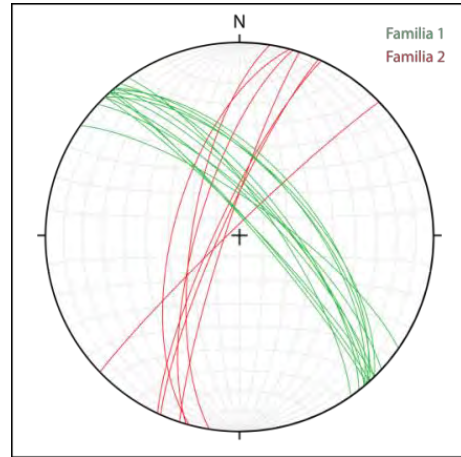


Figura 39. Fracturas en la Granodiorita La Noria (SIN 12-09).

a alteración que presenta. Resalta la alteración del feldespato potásico y el elevado contenido de biotita en algunos afloramientos. En los afloramientos mejor expuestos (SIN 13-41) se puede observar las relaciones de contacto de esta unidad intrusionando a los metasedimentos. Arriba de estas unidades yace una brecha de material volcánico muy propilitizada y está cubierta finalmente por el Complejo Volcánico Inferior de la SMO (Fig. 40)

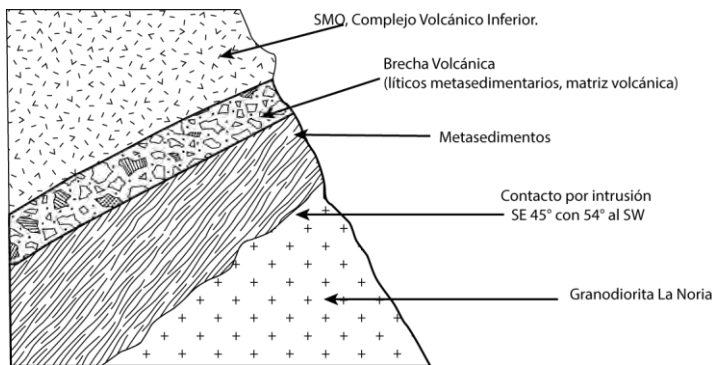


Figura 40. Esquema de relaciones de contacto de la Granodiorita la Noria.

Petrografía SIN 12-09

La muestra SIN 12-09 tiene una textura fanerítica de grano grueso, hipidiomórfica, con una mineralogía primaria de plagioclasa, cuarzo, biotita, hornblenda y feldespato potásico (Tabla 2). Las plagioclasa van de euhedrales a subhedrales, son los cristales más grandes en la muestra con una marcada alteración a sericita en un 80%. El feldespato potásico anhedral y subhedral también está afectado por sericita pero en menor medida. La biotita en la

sección delgada se encuentra totalmente reemplazada por clorita y se determinó por su morfología relictas. Las hornblendas euhedrales y subhedrales se encuentran relativamente sanas. Los minerales accesorios (apatito y zircones) suelen estar inmersos en el feldespato potásico. También se aprecian minerales opacos (3-5% en toda la muestra), algunos con forma cúbica (sulfuros de hierro) y regularmente asociados a la clorita. Los porcentajes normalizados de plagioclasa (65%), cuarzo (25%) y feldespato (10%) clasifican esta roca como una granodiorita con biotita y hornblenda (Fig. 21 y 41).

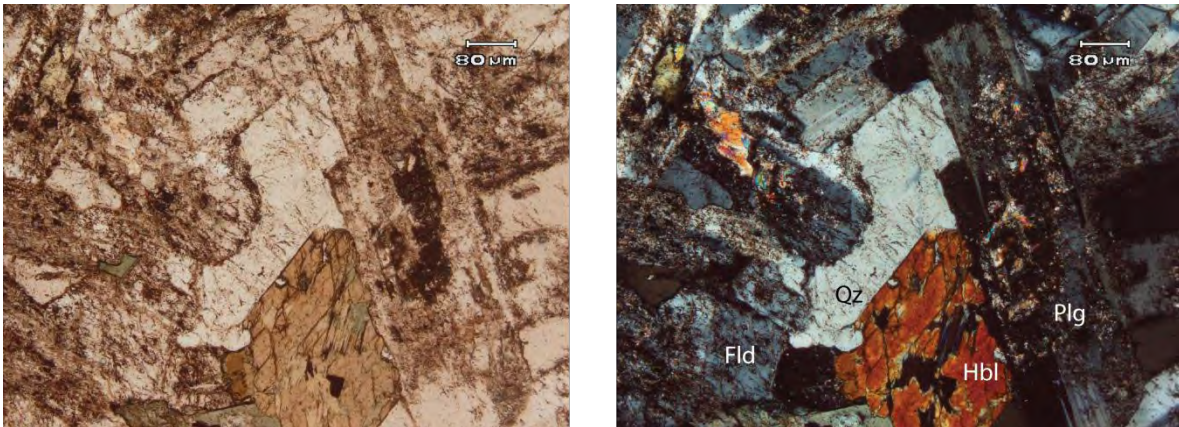


Figura 41. Muestra SIN 13-09. Izquierda con luz natural, derecha con nicols cruzados. Se observa la marcada alteración en las plagioclasas y una incipiente cloritización en las hornblendas.

Petrografía SIN 13-41

La textura de la muestra SIN 13-41 es fanerítica hipidiomórfica, con una muy incipiente foliación de las micas. Su mineralogía es de cuarzo, plagioclasa, mica, feldespato potásico, hornblenda (Tabla 2). Esta mineralogía, muy similar a la muestra anterior (SIN 12-09), presenta alteración marcada en las plagioclasas (60-70%) a sericita mientras que la biotita y la escasa hornblenda son reemplazadas por clorita y el contenido de opacos es semejante. Sus porcentajes renormalizados de cuarzo (41%), plagioclasa (41%) y feldespato potásico (18%) clasifican esta roca como una granodiorita con biotita (Fig. 21 y 42).

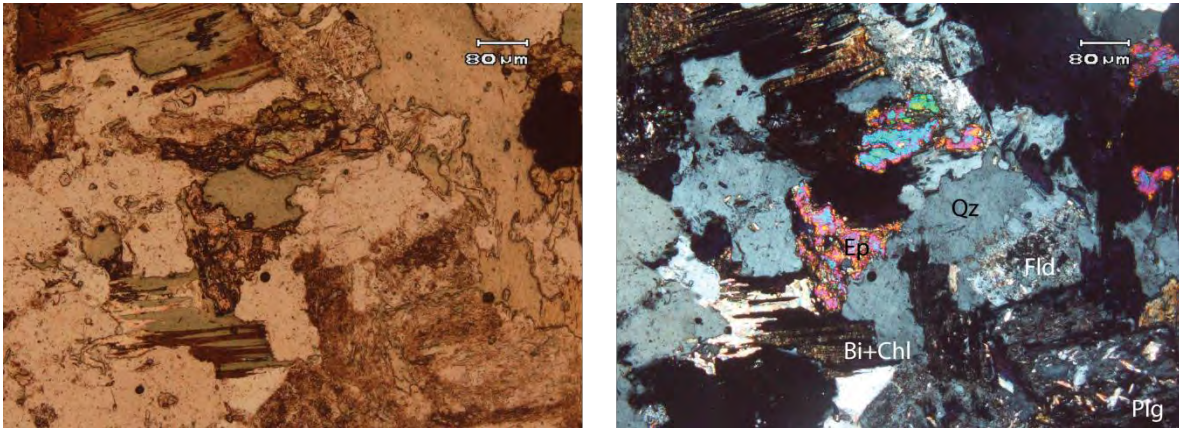


Figura 42. Muestra SIN 13-41. Izquierda luz natural, derecha nicoles cruzados. Se observa la cloritización de las biotitas y la alteración de los feldespatos y plagioclasa

Mesa Cacaxtla

Al norte de Mazatlán (48 km) se encuentra una estructura volcánica tipo escudo, cubriendo un área de 300 km² (Fig. 10; 43A). Morfológicamente representa una meseta basculada hacia el Oeste, con una pendiente apenas perceptible. Hacia el lado Este presenta una traza Norte-Sur donde la estructura se corta abruptamente, generando el paisaje de meseta que exhibe su vista desde la carretera federal 15 Culiacán–Mazatlán. La elevación promedio de la mesa es de 300 msnm. Haciendo un análisis geomorfológico más detallado se pueden identificar tres altos topográficos dentro de la meseta (Fig.44 A, B), algunos llegan a los 400 msnm. Desde las imágenes satelitales se aprecian dos estructuras semicirculares hacia la porción centro-oeste del aparato volcánico, los cuales podrían representar los cráteres de este aparato volcánico (Fig. 43 A, B). Sin embargo, los altos topográficos sugieren varios centros de emisión que se alinean al NW 30° (Fig. 44 A, B). Por lo tanto, los dos cráteres visibles desde las fotografías satelitales, no serían los únicos en contribuir con la formación de la estructura. Debido a esta alineación preferencial NW 30° y a la homogeneidad de los productos emitidos por este aparato, se sugiere un magmatismo tipo fisural, congruente con el marco geológico regional que incluye la apertura del Golfo de California.

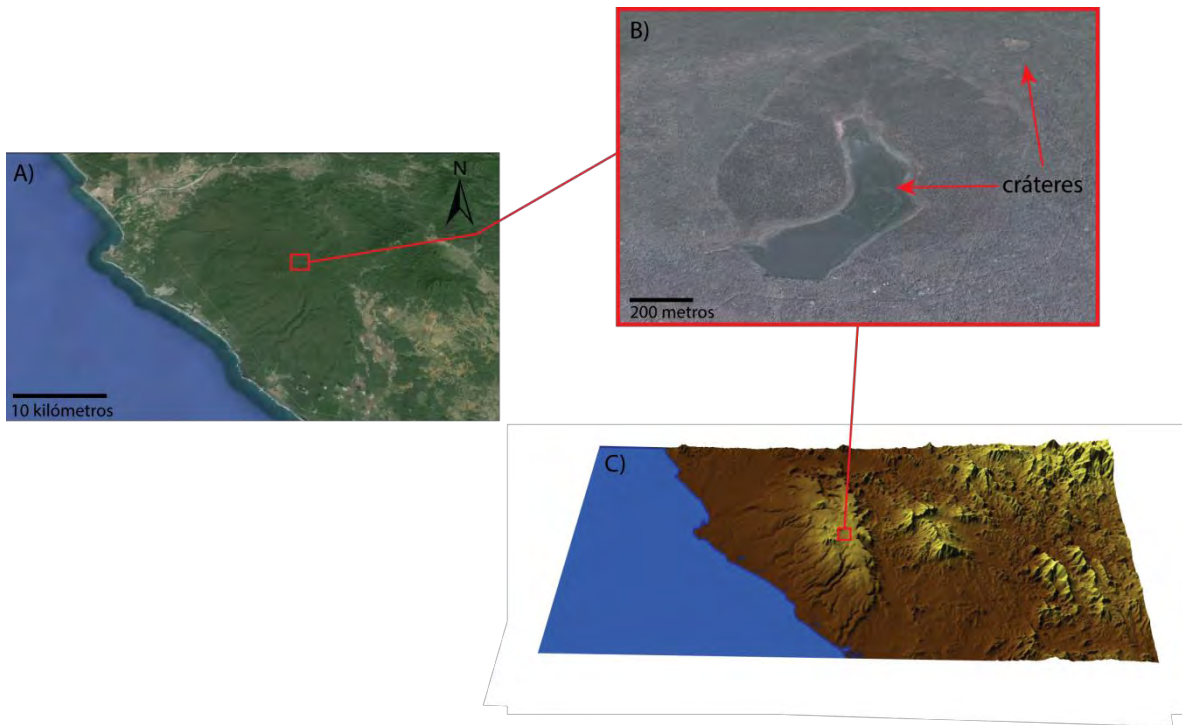


Figura 43. A) Imagen Satelital de la Mesa Cacaxtla. B) Imagen de los dos cráteres. C) Ubicación de los cráteres en el aparato volcánico.

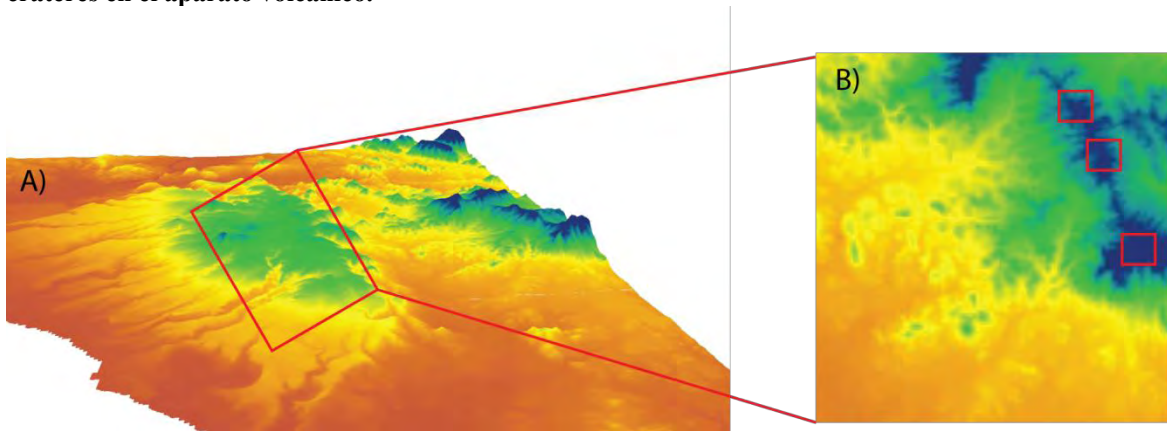


Figura 44. A) Modelo de elevación digital, en verde altitud por arriba de 300 msnm en azul 330 msnm. B) Vista en planta de la Mesa Cacaxtla, cuadros en rojo las máximas elevaciones.

El único acceso a la parte alta de la Mesa Cacaxtla es por una brecha desviándose de la carretera federal 15 Culiacán-Mazatlán, transitando en dirección sur, 11.5 km después de la desviación al poblado de Coyotitlan (Municipio de San Ignacio).

Se pueden observar lavas provenientes de dicha estructura al transitar por las carreteras 15 y 15D. En la mayoría de los afloramientos, sobre estas carreteras se puede observar la roca muy oxidada y con textura porfídica. Los fenocristales son de plagioclasa y de piroxeno; este último se interpreta como accidental. Los cristales de piroxeno revelan su carácter alóctono al presentar cierto grado de redondez y en ocasiones se encuentran fragmentados. Su variabilidad en cuanto a tamaño en muestra de mano también es evidencia de su origen alóctono, ya que es difícil de pensar que dos cristales tengan tamaños tan distintos si cristalizaron en las mismas condiciones, es más lógico que sean cristales arrastrados por el magma en diferentes niveles corticales. O bien, que sean parte de rocas del manto (piroxenitas) que se fundieron en su ascenso y solo quedaron como relictos de esa roca los minerales más refractarios y de más alta temperatura como los piroxenos. Los afloramientos más espectaculares de esta unidad se pueden observar a lo largo de la costa en el poblado de Punta Piaxtla. En dichos afloramientos los xenocristales de piroxeno, antes mencionados, llegan a medir hasta 5 cm. Aunque dichos xenocristales son los más abundantes, también se pueden encontrar otros dos tipos de xenolitos (Fig. 45).

Los primeros respecto a su abundancia son xenolitos de lherzolita (Fig. 45A). En campo se puede observar una mineralogía esencialmente de olivino con piroxeno y en ocasiones cristales de espinela (picotita). Otros xenolitos mucho menos abundantes son granulíticos. Están formados por plagioclasa y piroxeno, la abundante plagioclasa hace ver a estos xenolitos blancos. (Fig. 45B).

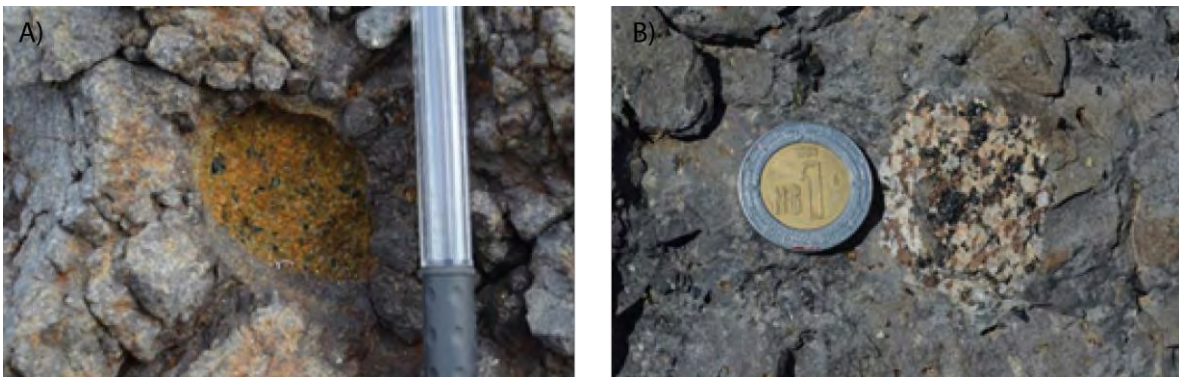


Figura 45. A) Xenolito de lherzolita con espinela, el olivino severamente alterado. B) Xenolito granulítico con los piroxenos de color negro al centro y hacia los bordes oxidados color marrón.

Debido a su ubicación, estas rocas han estado en constante interacción con el agua de mar, lo que ocasiona una gran erosión y alteración en los xenolitos antes descritos. Estas lavas son las más distales de la estructura y debido a la ausencia de lavas almohadilladas no se puede confirmar que las lavas de este aparato volcánico hayan tenido contacto con el mar cuando ocurrieron estos derrames. Sin embargo, no se puede confirmar esta suposición ya que dichas lavas almohadilladas pudieran estar ya erosionadas o por debajo del nivel de mar. Los afloramientos al Oeste de la Mesa de Cacaxtla se pueden apreciar en los arroyos, donde solo existen cantos rodados provenientes de la estructura volcánica. Se puede medir en estos afloramientos una familia de fracturas que tienen una actitud promedio de NW 50° subvertical.

Petrografía muestras Puntas Piaxtla.

Basalto SIN 12-26

La roca que contiene tanto a los xenocristales de piroxeno como a los xenolitos de lherzolita y aglomerados gabroicos, en campo se clasificó como un basalto. Presenta textura porfídica con un contenido de fenocristales variable. La matriz se compone de microlitos de plagioclasa, vidrio, olivino y piroxeno, este último muy oxidado muestra colores rojizos y llega a tener un porcentaje de

15 a 20% en la matriz. Algunas muestras exhiben una textura traquítica en especial alrededor de los xenocristales y xenolitos. Los fenocristales son de plagioclasa y se pueden dividir en dos familias, algunos cristales euhedrales con una composición obtenida

ópticamente de 25 a 28° (andesina), otros cristales rotos en general más grandes con una

composición de 16 a 21° (oligoclasa). También como parte de la roca se encuentran fenocristales anhedrales de olivino. Los xenocristales detectados en campo también se pueden observar en las secciones delgadas. Los xenocristales en su mayoría son de

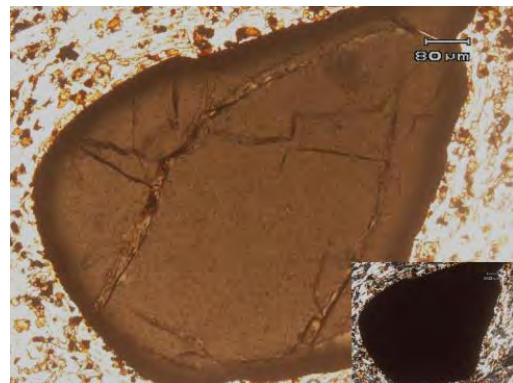


Figura 46. Espinela (picotita), recuadro con nicoles cruzados.

clinopiroxeno y se distinguen por su carácter fragmentado, en ocasiones redondeados y de diversos tamaños. También se observan en menor cantidad cristales de ortopiroxeno redondeados y aunque son escasos suelen ser de gran tamaño. Otro xenocristal identificado en sección delgada fue espinela (picotita) la cual se presenta de verde oscuro a marrón con un relieve muy alto e isotrópico (Fig. 46). Debido al carácter porfídico de la roca con una matriz vítrea (Fig. 47), no es posible otorgar una clasificación mineralógica modal a esta roca. Es preciso mencionar que el olivino en estas rocas está muy oxidado (Fig. 45 A). Sin embargo, tomando en cuenta las fases presentes distinguibles ópticamente (sin incluir los xenocristales), la morfología de toda la estructura, se infiere debido a su textura pilotaxítica que la lava tuvo una viscosidad baja. Se puede clasificar a esta roca como un basalto de olivino. En el siguiente capítulo se confirma esta clasificación geoquímicamente.

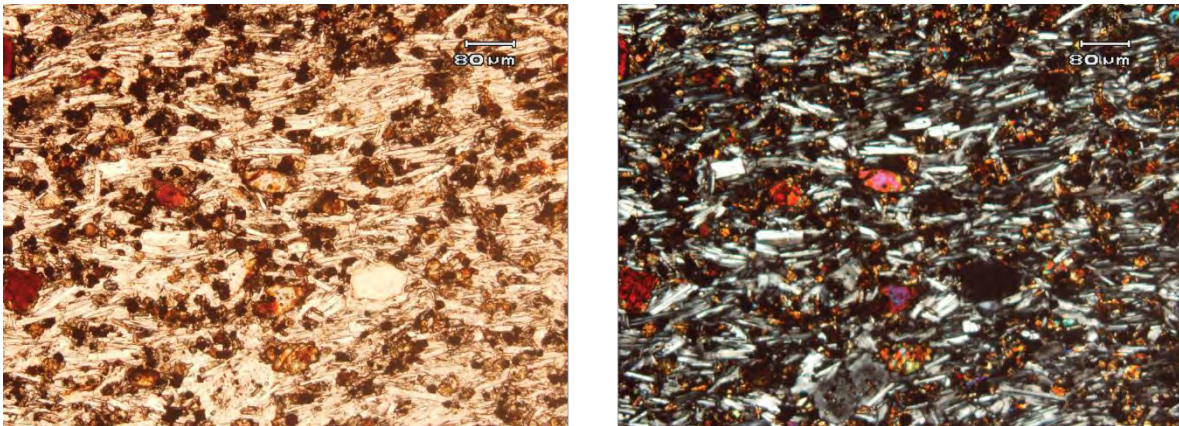


Figura 47. Muestra SIN 12-26, Basaltos de la Mesade Cacaxtla. Izquierda con luz natural, derecha con nicoles cruzados. Se observa la matriz con olivino, plagioclasa (incipientemente orientadas), piroxenos (oxidados) y vidrio.

Xenolitos (Lherzolita)

Estos xenolitos están formados principalmente por olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno y espinela (picotita) con una textura granoblástica holocristalina equigranular (Fig. 48 A y B). Los contactos entre los minerales están suturados comúnmente formando puntos triples con bordes semicurvos (Fig. 48 E). La espinela tiene una corona de reacción formando titanita (Fig. 48 A y B). Haciendo un conteo modal los xenolitos clasifican como una lherzolita con cierta tendencia hacia una harzburgita. Cabe destacar que aunque existe una gran cantidad de xenolitos en especial en la zona llamada Punta Prieta, estos xenolitos presentan un alto

grado de alteración, por lo que se dificultó realizar una mayor cantidad de secciones delgadas para acotar mejor aún la clasificación.

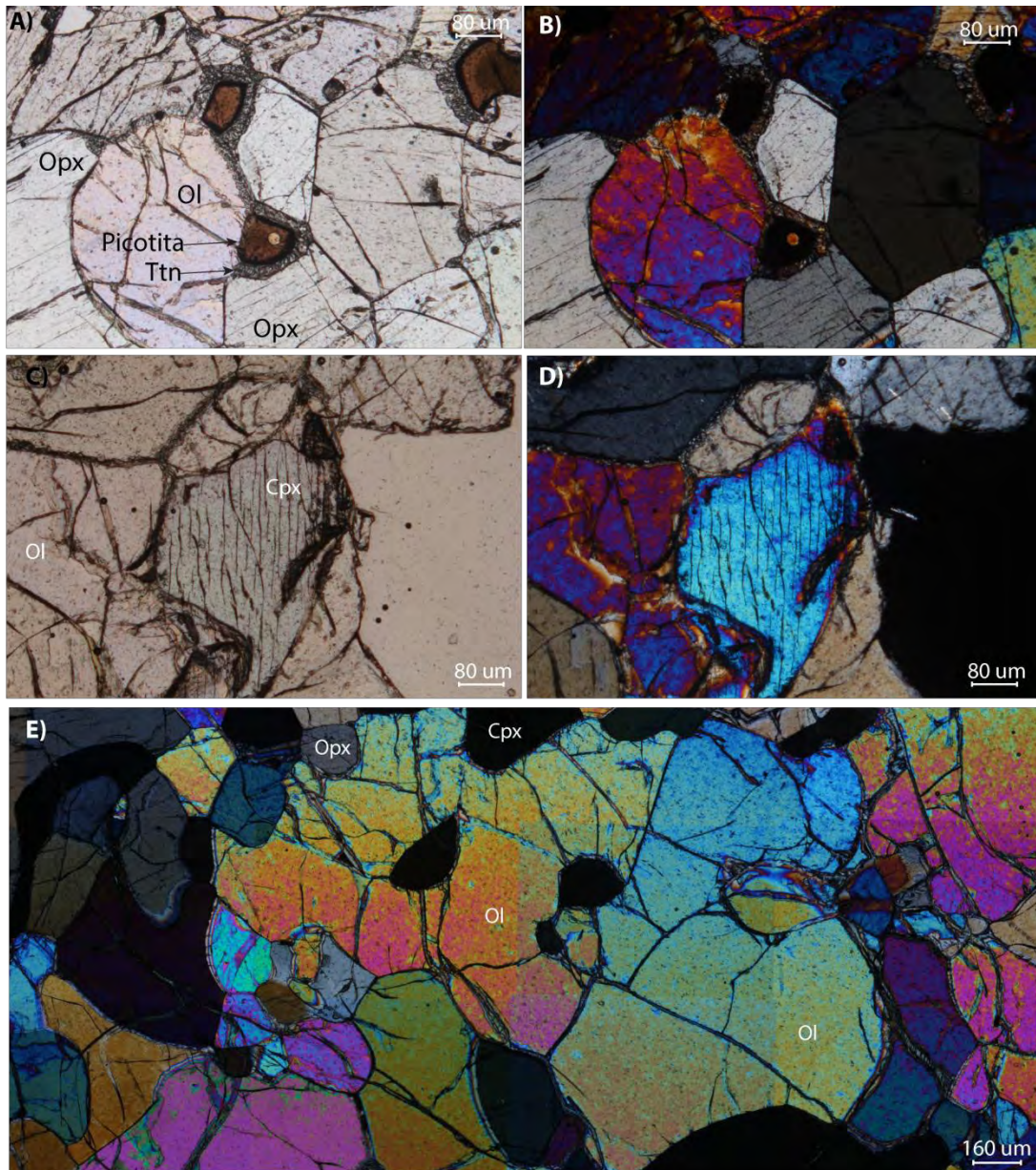


Figura 48. A) Con luz natural, se observan las juntas triples con bordes rectos y semirectos, en el centro un cristal de espinela (picotita) con una corona de reacción (titanita). B) Con nicoles cruzados, se distingue por color de interferencia el olivino y el ortopiroxeno (abajo). C) Luz natural, se observa un cristal de clinopiroxeno en contacto con olivino fracturado (izquierda). D) Con nicoles cruzados. E) Textura protogranular formada por olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno.

Xenolitos granulíticos

Estos xenolitos se observan en el campo como agregados con textura granoblástica de plagioclasas con minerales máficos y óxidos (Fig. 45 B). Al microscopio se presentan con una textura porfidoblástica, equigranular y el mayor porcentaje lo ocupan las plagioclasas (Fig. 49). Algunas de ellas exhiben maclas de deformación (Fig. 49), por lo cual no se logró identificar ópticamente su composición. En un conteo modal se determinó 70% plagioclasa, 20% clinopiroxeno y 10% ortopiroxeno. Se observan texturas de recristalización formando puntos triples y la extinción de los clinopiroxenos y olivinos es ondulante. En virtud de esto la roca clasifica como una granulita con clinopiroxeno y ortopiroxeno. El protolito pudo ser un gabro o alguna otra roca máfica. Cabe señalar que debido a la alteración, textura y consistencia de estas rocas, las secciones delgadas se elaboraron a partir de fragmentos muy pequeños y probablemente no sean enteramente representativos de esta unidad hablando en un contexto modal mineralógico.

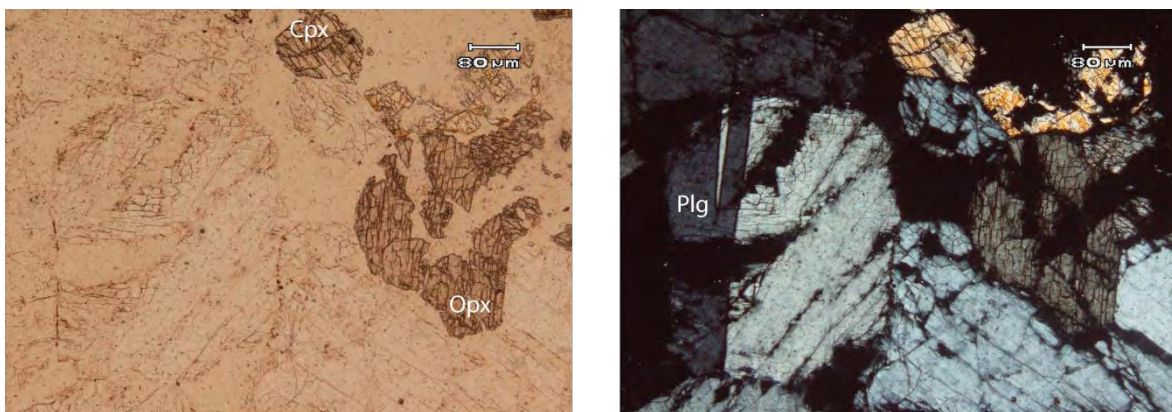


Figura 49. Izquierda luz natural, derecha nicoles cruzados. Se observa la paragénesis de plagioclasa con clinopiroxeno y ortopiroxeno.

Caliza (metasedimentaria), SIN 12-07

En las cercanías de la localidad de El Mármol existe un cuerpo formado por calizas. Los mejores afloramientos de esta unidad se pueden observar en una cantera cuya entrada se encuentra sobre la carretera que lleva a El Marmol a siete kilómetros de la carretera Culiacán-Mazatlán 15. La cantera atestigua la explotación de esta unidad como roca dimensionable o para agragados. En el caso de esta unidad aún se logran distinguir estructuras primarias como estratos (rumbo NW 45° con echado de 34° al NE). La textura es muy variable, con zonas totalmente recristalizadas y otras con incipiente o nulo metamorfismo. A nivel de muestra de mano podrían clasificarse desde mármol hasta texturas de caliza *wackestone*. El metamorfismo no se observa homogéneo, lo cual sugiere un bajo grado del mismo o bien un origen diferente al regional que se ha reportado para esta unidad.

Rocas de cobertura (SMO)

Como se mencionó en el capítulo de Geología Regional, la zona de estudio se encuentra parcialmente cubierta por material volcánico asociado a la SMO. A lo largo de todos los recorridos realizados para este trabajo se observó que la mayor parte de dichas secuencias corresponden al Supergrupo Volcánico Superior, caracterizado por composiciones félsicas y



Figura 50. Fiames en las ignimbritas del Supergrupo Volcánico Superior, afloramiento sobre la carretera 40D.

con edades que oscilan entre los 18 y 34 Ma (Ferrari *et al.*, 2007). Los mejores afloramientos de esta unidad se pueden observar transitando las carreteras Durango-Mazatlán 40 y 40D. En este trabajo se reconocieron una gran cantidad de secuencias ignimbríticas. La mayoría presentan líticos de composición intermedia relacionables con el Complejo Volcánico Inferior de la SMO (Fig. 50). Estas unidades se encuentran intrusionadas por diques félsicos (aplíticos) y máficos-intermedios. Los diques aplíticos de composición cuarzo-feldespática están altamente sericitizados. Los diques máficos, algunos de gran espesor (> 20 metros), se encuentran propilitizados con fases como clorita, epidota y piritita (Fig. 51A). En ocasiones presentan una alta sericitización, lo cual aunado a su textura afanítica, hacen muy complicado su descripción en sección delgada (Fig. 51B). Aunque la descripción más detallada de estos depósitos queda fuera del marco de objetivos de este trabajo se realizaron algunas secciones delgadas donde resaltan las alteraciones hidrotermales a las que han estado sujetas dichas rocas. Inclusive en las cercanías de poblados mineros como Concordia y Copala, la alteración argílica y las estructuras como vetas de cuarzo y calcita se incrementan. Esto ha sido de gran ayuda para la prospección minera, ya que las composiciones félsicas con alto contenido de feldespatos, atestiguan la alteración hidrotermal y pudieran servir como guías para la misma.

A)



B)



Figura 51. (13Q 399692E, 2580824N) A) Depósitos riolíticos del Supergrupo Volcánico Superior cubriendo depósitos andesíticos (probablemente del Complejo Volcánico Inferior). . B) Detalle de los depósitos andesíticos, se observan una textura fluidal con micropliegues y vetillosos de cuarzo (secundarios), al microscopio la roca está totalmente sericitizada.

Estratigráficamente el Supergrupo Volcánico Superior de la SMO presenta contactos discordantes con las unidades a las cuales sobryace. Regularmente presentan un carácter estructural inclinando hacia el Oeste (Fig. 52). Esta actitud de los depósitos es evidente frente a las costas de Mazatlán donde aún se pueden observar relictos volcánicos, ahora como islotes o bordeando la costa (Fig. 52). También es común encontrar diques aplíticos intrusionando a las secuencias de ignimbritas (Fig. 53).



Figura 52. Vista desde el mar hacia la punta de la bahía de Mazatlán (Faro). Se observan los depósitos del Supergrupo Volcánico Superior de la SMO basculados hacia el Oeste y las capas ignimbríticas características de la Sierra Madre Occidental. La roca oscura a la derecha es un dique.



Figura 53. (13Q 354160E, 2564924N) Diques félsicos (aplíticos) intrusionando ignimbritas del Supergrupo Volcánico Superior de la Sierra Madre Occidental.

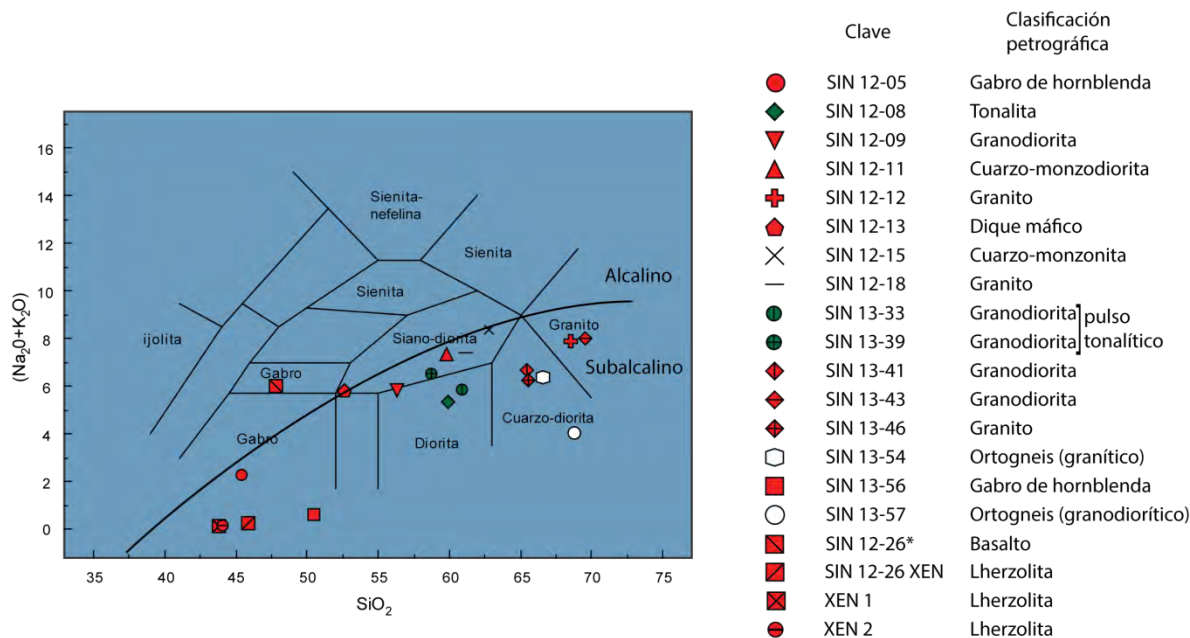
5.-Geoquímica

Para alcanzar los objetivos plantados en este trabajo se analizaron geoquímicamente un total de 22 muestras de roca, las cuales cubren la mayor parte de las litologías expuestas en la zona de estudio. Es preciso mencionar que se siguió un estricto método para la selección de dichas muestras. Primero en campo se trató, en la medida de lo posible, de coleccionar muestras viables para estudios geoquímicos. Esto consiste en buscar los afloramientos menos meteorizados y asegurarse de tomar la muestra lejos de fallas, contactos o cualquier situación estructural que pusiera en riesgo la veracidad de los análisis geoquímicos. Una vez seleccionadas las muestras, se elaboraron secciones delgadas con el fin de ayudar en la selección de dichas muestras. En las secciones delgadas los criterios para la selección se enfocaron en identificar alteraciones o en algunos casos minerales secundarios y xenocristales que pudieran afectar posteriormente los resultados geoquímicos.

En el campo las distintas litologías se controlaron en buena medida, sin embargo era necesario acotar más aun la clasificación de las rocas. En especial con las rocas pertenecientes al grupo granodiorítico, ya que éstas como se mencionó en el capítulo anterior muchas veces, poseen una alteración hidrotermal, que dificulta el conteo modal mineralógico. Así con análisis geoquímicos se pudo verificar y en algunos casos agrupar ciertas rocas.

Elementos Mayores

Los elementos mayores (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K y P) se analizaron por el método de fluorescencia de rayos X en condiciones anhidras. Los datos fueron recalculados para eliminar la pérdida por calcinación (datos crudos completos, ver anexo tabla 6). Los diagramas se generaron en el software *petrograph* (Petrelli *et al.*, 2005). Se incluyen todas las muestras de rocas magmáticas (Batolito de Sinaloa, el basalto de Punta Piaxtla y los xenolitos contenidos en ellos). También se grafican los ortogneises analizados en este trabajo debido a su origen plutónico. A continuación se presenta el diagrama de álcalis totales contra sílice (TAS, Fig. 54).



* Roca volcánica, que contiene los xenolitos (Punta Piaxtla)

Figura 54. Diagrama TAS para rocas intrusivas (Modificado por Wilson, 1989 de Cox et al., 1979). En blanco las rocas metamórficas (ortogneises). La línea negra curvada divide las rocas subalcalinas (abajo) de las rocas alcalinas (Miyashiro,1978).

Las rocas pertenecientes al ensamble batolítico (tonalitas, granodioritas y granitos) grafican siempre por arriba de 55% de sílice. La tonalita muestra una tendencia composicional diorítica relativamente bien acotada, mientras que las granodioritas y granitos se encuentran ampliamente distribuidas cubriendo los campos de dioritas, cuarzo-dioritas y granitos. Los gabros colectados grafican en el campo con este nombre, sin embargo, uno de ellos (SIN13-56), colectado en la carretera federal 15 Culiacán-Mazatlán, presenta valores por arriba de 50% de sílice. Esto se debe a la alteración y microvetilleo de cuarzo presente, ambos se observaron en campo. En la sección delgada también se observó muy alterada.

En el diagrama se incluyen los ortogneises para ver su química, sin embargo, no están considerados dentro del grupo de las rocas batolíticas. Ambos ortogneises grafican como rocas cuarzo-dioritas, uno (SIN 13-54) coincide composicionalmente con las rocas granodioríticas y otro se separa de este grupo (SIN 13-57). Inclusive esta roca gnéisica es la más baja en álcalis (subalcalina) en el diagrama AFM (Fig. 55) y se observa su comportamiento levemente toleítico. Si omitimos dicha muestra todas las rocas batolíticas

poseen un tren bien definido, inclusive se puede incluir el ortogneis SIN 13-54. Más adelante se discutirán otras diferencias geoquímicas y geocronológicas de esta unidad.

El diagrama AFM ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, ΣFeO , MgO), originalmente fue diseñado para rocas volcánicas, sin embargo, se puede mostrar también la tendencia calco-alcalina de las rocas batolíticas del área (Fig. 55). Son solo los gabros y uno de los ortogneis (SIN 13-57) que grafican en el campo de a la serie toleítica. Los otros puntos pertenecen a las rocas batolíticas.

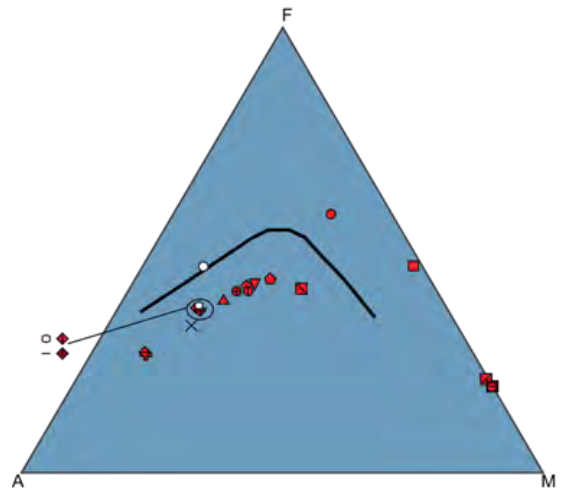


Figura 55. Diagrama AFM, (Irvine y Baragar, 1971). La línea negra divide las rocas con tendencia toleítica (arriba) de las calco-alcalinas. Simbología ver Figura 54.

En el siguiente diagrama de potasio contra sílice se muestra la alcalinidad de las rocas batolíticas, ortogneises y gabros. La mayoría de la rocas batolíticas grafican en la serie calco-alcalina con alto potasio (Fig. 56).

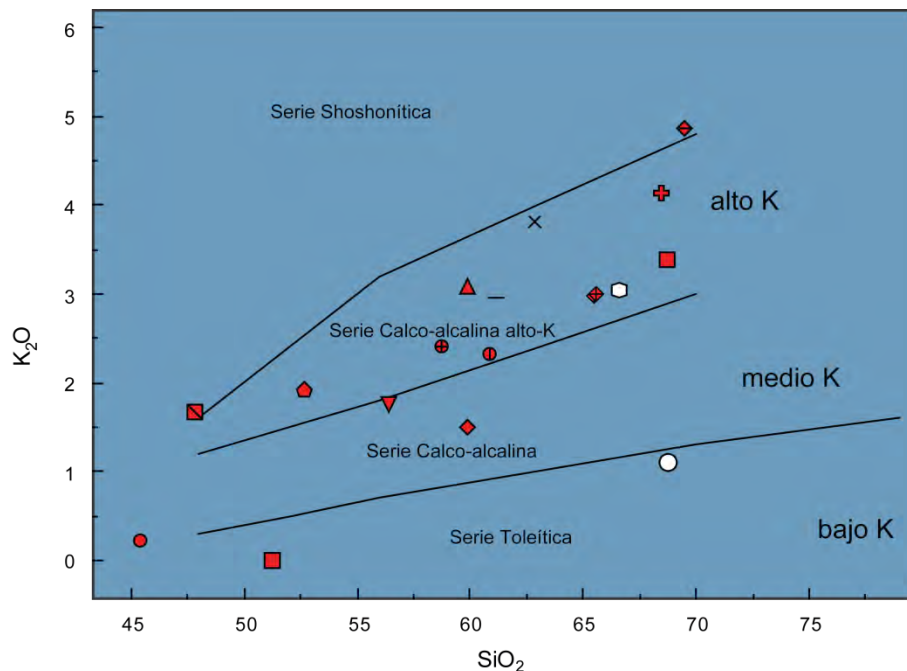
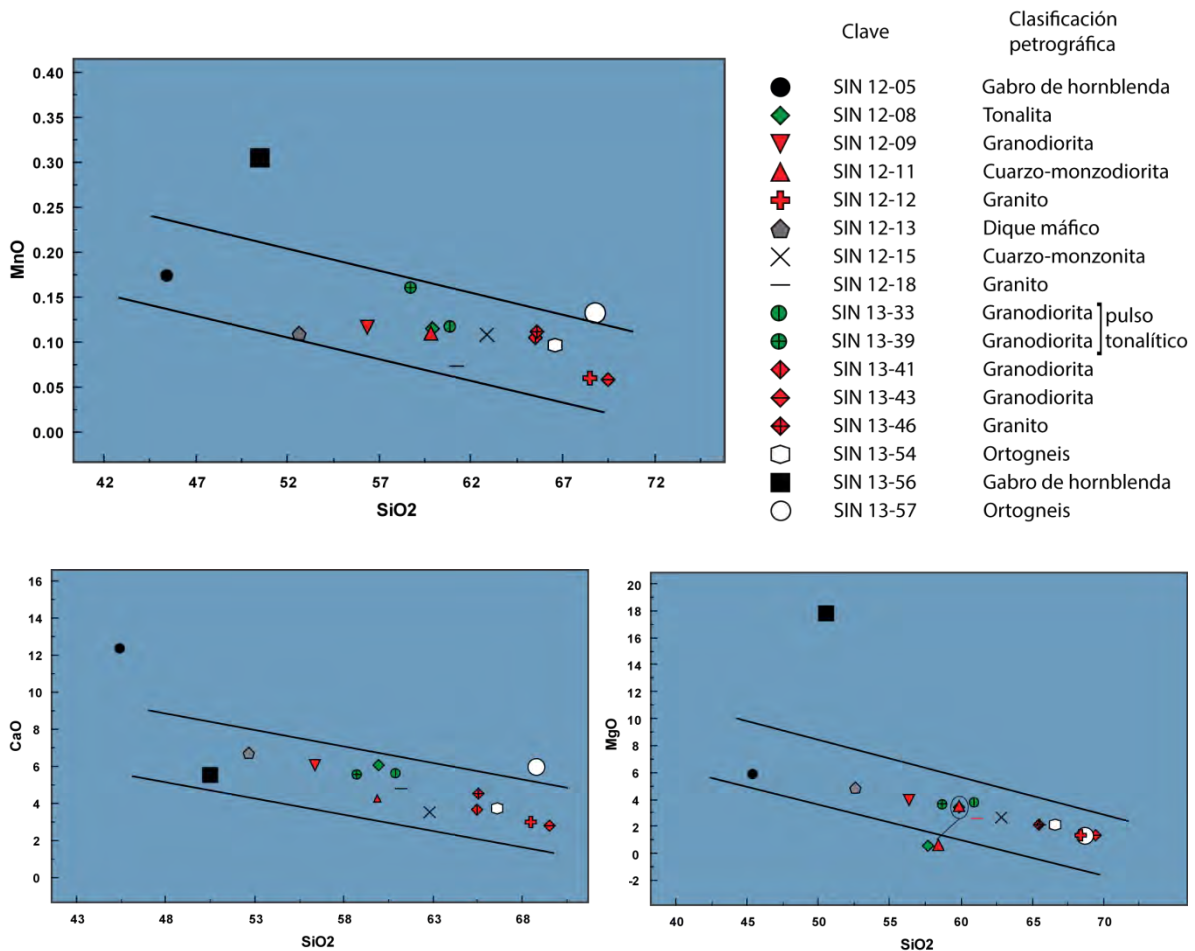


Figura 56. Diagrama SiO_2 vs. K_2O de alcalinidad (Pecerillo y Taylor, 1976), en blanco las rocas metamórficas (ortogneises). Simbología ver Figura 54.

Es clara la afinidad geoquímica con un proceso de subducción. Una de las rocas tonalíticas (SIN 12-08) aparece en el campo calco-alkalino (medio K). Llama la atención la diferencia en contenido de potasio de las rocas gnéisicas, una de ellas (SIN 13-57) es parte de la serie toleítica con alto sílice (68.8%). Los gabros también forman parte de dicha serie toleítica mostrando una marcada diferencia en su contenido de sílice. En este diagrama se omitieron los xenolitos debido a su muy bajo contenido de potasio.

En los diagramas Harker están graficados los elementos mayores versus sílice para las rocas intrusivas, ortogneises, basaltos y gabros. Los datos fueron recalculados para eliminar la pérdida por calcinación (Fig. 57).



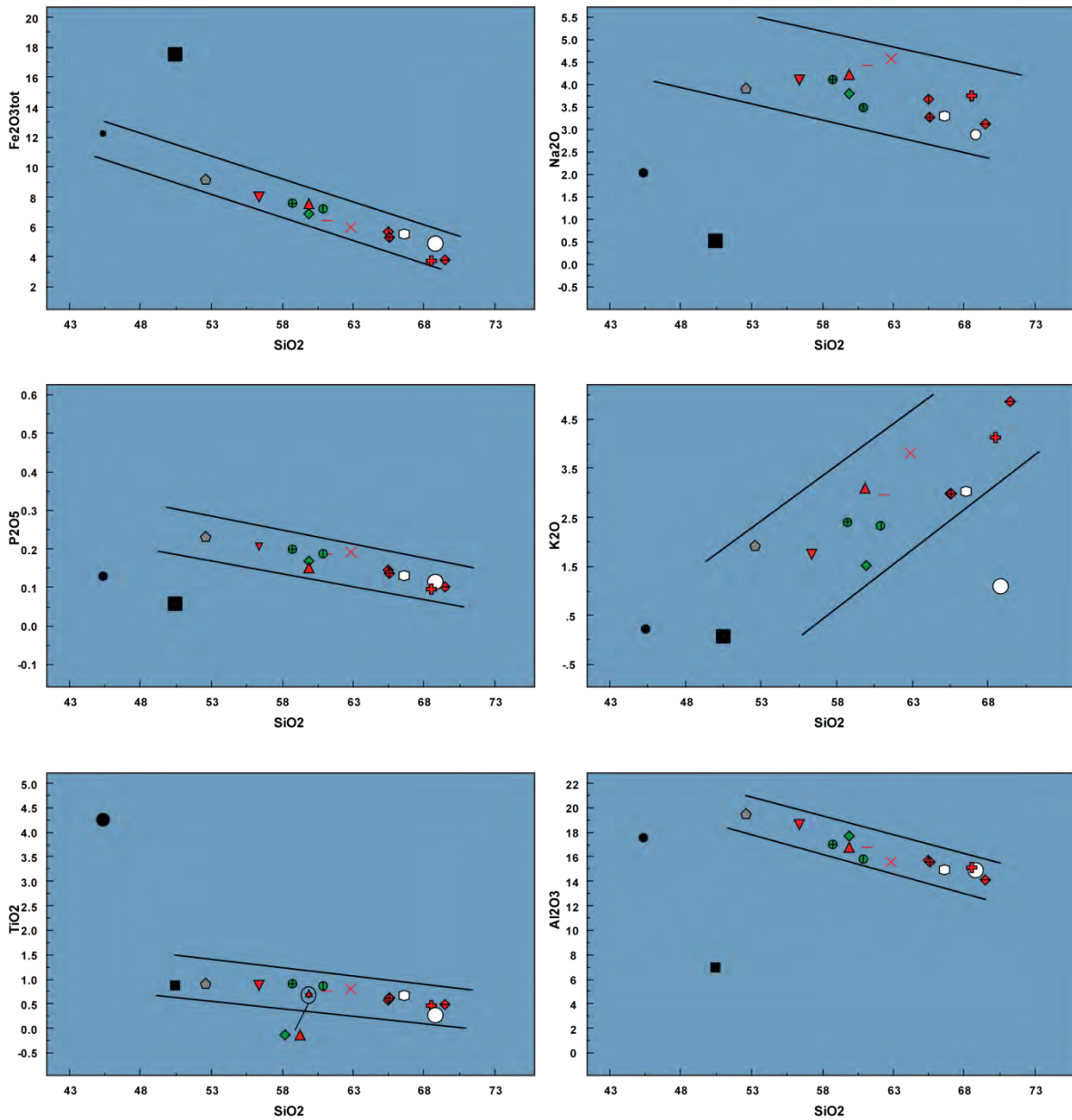


Figura 57. Diagramas Harker. En rojo las rocas de composición granodiorítica; verde, rocas tonalíticas; blanco, rocas metamórficas; negro, gabros.

De forma general los gabros (135 Ma), rocas tonalíticas (100 Ma) y rocas granodioríticas (< 90 Ma) (Henry y Fredrikson, 1987), cubren un mayor espectro en los diagramas pero poseen una tendencia hacia la parte más silícica. Al parecer entre más jóvenes son las rocas batolíticas mas silícicas se presentan. Esta evolución se presenta en un intervalo en SiO₂ de 56% hasta 69.5%. Se puede observar en los diagramas de variación que los elementos como MgO, Fe₂O₃ y MnO tienen una tendencia negativa similar a lo largo de la evolución de las rocas batolíticas. Esto puede deberse a una diferenciación magmática por

fraccionamiento de minerales como olivino y piroxeno. Para el caso del Al_2O_3 y CaO también se observa una tendencia negativa debido a la cristalización de plagioclasas cálcicas y piroxenos, lo cual empobrece el magma en dichos elementos. También se puede inferir que el Ca proviene de los clinopiroxenos y plagioclasa cálcicas presentes en la fuente, esto significaría un empobrecimiento de dicha fuente en clinopiroxenos conforme fue evolucionando el magmatismo. El Na_2O presenta una tendencia levemente negativa, esto es causa de la cristalización de plagioclasas como la andesina u oligoclasa. En un proceso de diferenciación típico el Al_2O_3 y CaO deberían mostrar primero una tendencia positiva (al menos en las primeras etapas) y después cambiar a tendencia negativa (cuando empiezan a cristalizar las plagioclasas cálcicas), sin embargo, para ambos elementos no ocurre así. Esto puede deberse a que el magma que dio lugar a los plutones mencionados ya poseía un alto grado de diferenciación. Evidencia de lo anterior son los bajos contenidos de titanio. El K_2O como elemento altamente incompatible tiende a enriquecerse conforme evoluciona un magma, esto concuerda con la evolución de las rocas intrusivas estudiadas ya que el diagrama de variación para este elemento presenta una tendencia positiva.

Las rocas tonalíticas en verde presentan un patrón muy consistente, con alrededor de 60 % en sílice y se comportan muy similar entre ellas para los distintos elementos. Cabe recordar que provienen de tres localidades separadas por más de 30 km. De los puntos donde grafican los gabros destaca el enriquecimiento en titanio, fierro, calcio, manganeso y magnesio de uno de ellos (SIN 12-05). Esta unidad, como se mencionó en la descripción litológica, presenta bandas de ilmenita y óxidos de fierro, lo cual podría dar explicación a los valores tan distintos en dichos elementos para ambos gabros.

Las rocas gnéissicas tienen un alto contenido de sílice. Una de ellas (SIN 13-54) se comporta como parte del tren que definen las rocas batolíticas. La otra SIN 13-57 sale un poco de este tren (ver SiO_2 vs CaO y SiO_2 vs K_2O), estas variaciones pueden atribuirse a una fuente poco evolucionada con valores altos de CaO y bajos en K_2O .

Elementos Traza

Las concentraciones de los elementos traza obtenidos por ICP-MS se presentan en las tablas 7 y 8 (anexo). Con el objetivo de afinar nuestro conocimiento en cuanto a la génesis de las rocas intrusivas y ortogneises emplazados en el área de estudio, se graficaron los elementos traza Y+Nb vs. Rb y Yb+Ta vs. Rb en diagramas de discriminación de ambientes tectónicos (Fig. 58).

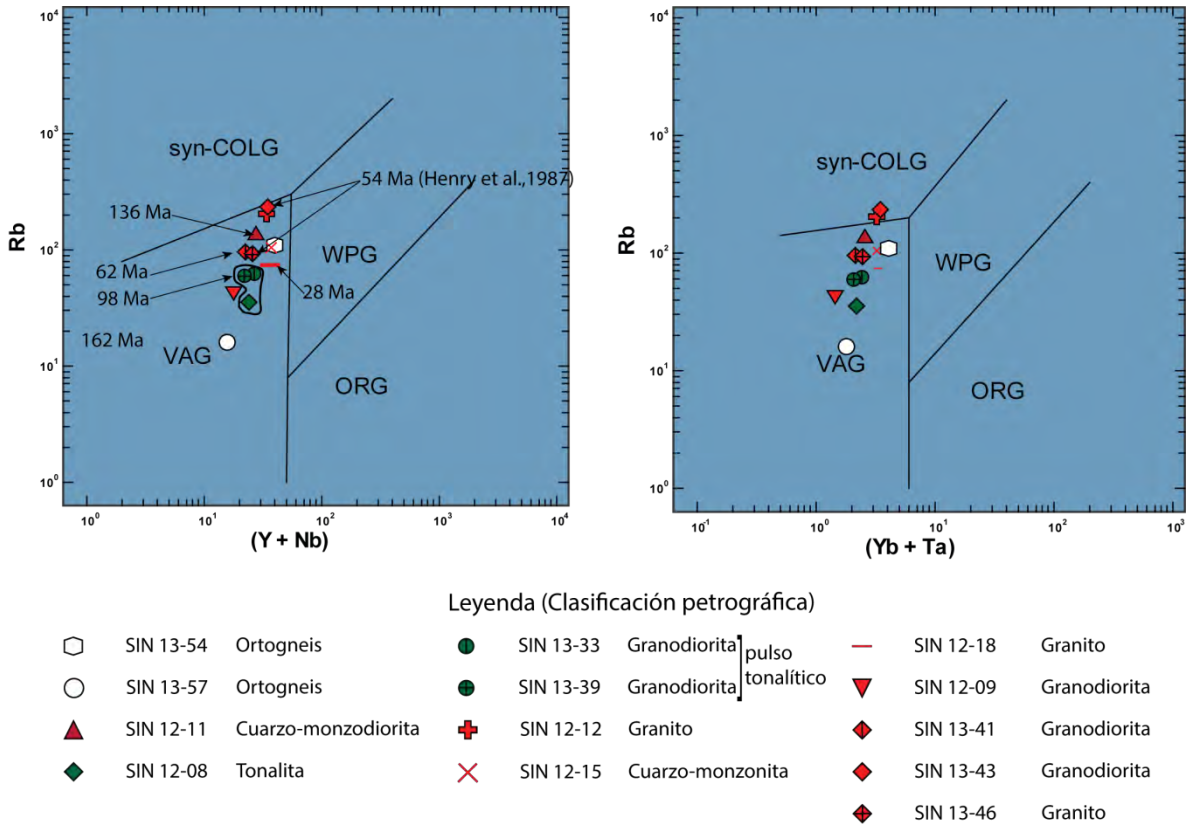
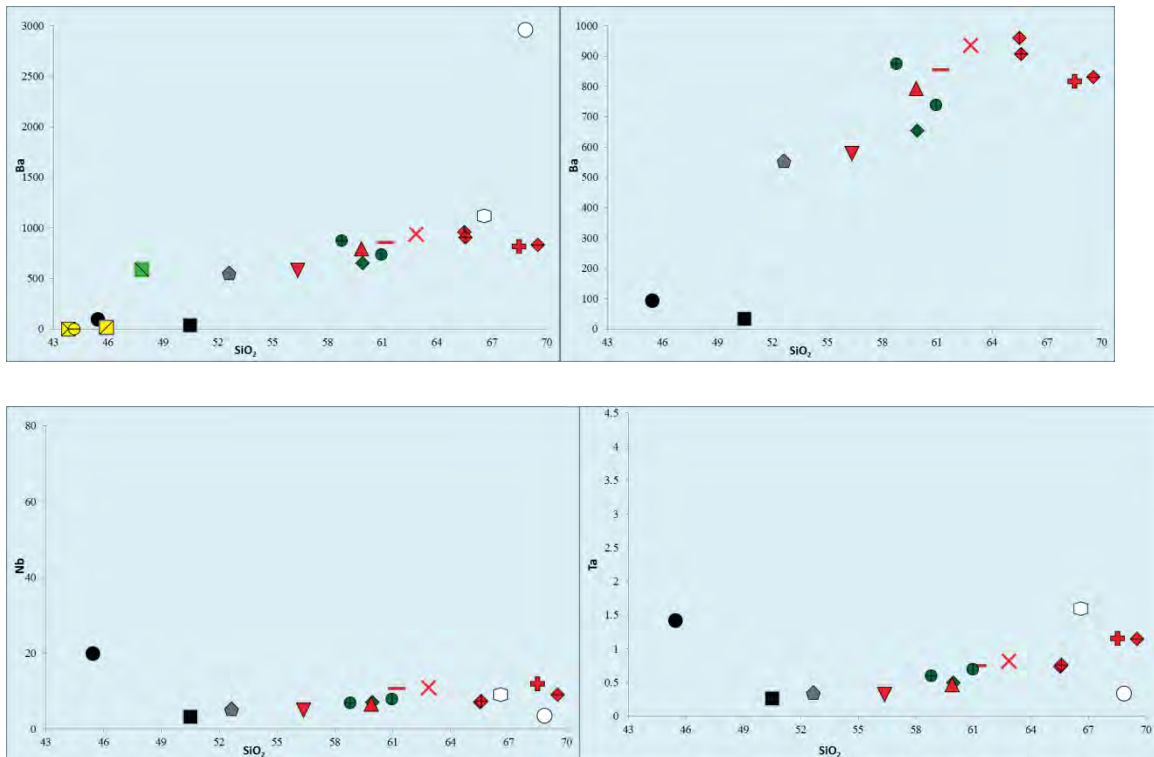


Figura 58. Diagramas de discriminación tectónica (Pearce et al., 1984). VAG, granitos de arco volcánico; Syn-COLG granitos de colisión; WPG, granitos intraplaca; ORG, granitos de dorsal oceánica.

Todas las rocas batolíticas y los dos ortogneises grafican en el campo correspondiente a granitos de arco volcánico. Sin embargo, algunas muestras se acercan hacia el campo de los granitos de colisión, inclusive las muestras SIN 12-12 y SIN 13-43 grafican dentro dicho campo en el diagrama Yb + Ta vs. Rb. Lo anterior antes que significar un ambiente tectónico que saldría de todo contexto geológico en esta zona, puede interpretarse como

derivado de una contaminación. En su artículo, Pearce *et al.* (1984) mencionan que en zonas de extrema contaminación, ya sea por enclaves o por corresponder a zonas periféricas de algún cuerpo intrusivo, en ocasiones un granito de arco volcánico podría graficar como uno relacionado a una colisión. En el diagrama se observa que dicha contaminación no posee una tendencia clara al compararse con las edades (Fig. 58), incipientemente se incrementa conforme las rocas son más jóvenes, sin embargo, habría que tener una mayor número de muestras para comprobar eso. Las rocas que caen en el campo de colisión fueron tomadas en el borde y al centro de la Granodiorita Concordia, uno de los plutones con mayor superficie expuesta en el área de estudio. Una interpretación podría sugerir que la contaminación es mayor con grandes cuerpos intrusivos que calientan más la roca encajonante y por más tiempo con lo que se facilita la asimilación. Esta interpretación también sugiere que los cuerpos intrusivos más jóvenes se emplazan o atraviesan corteza previamente calentada y así algunos también adquieren esta contaminación.

También se presentan los diagramas Harker de algunos elementos traza de las rocas batolíticas y ortogneises (Fig. 59).



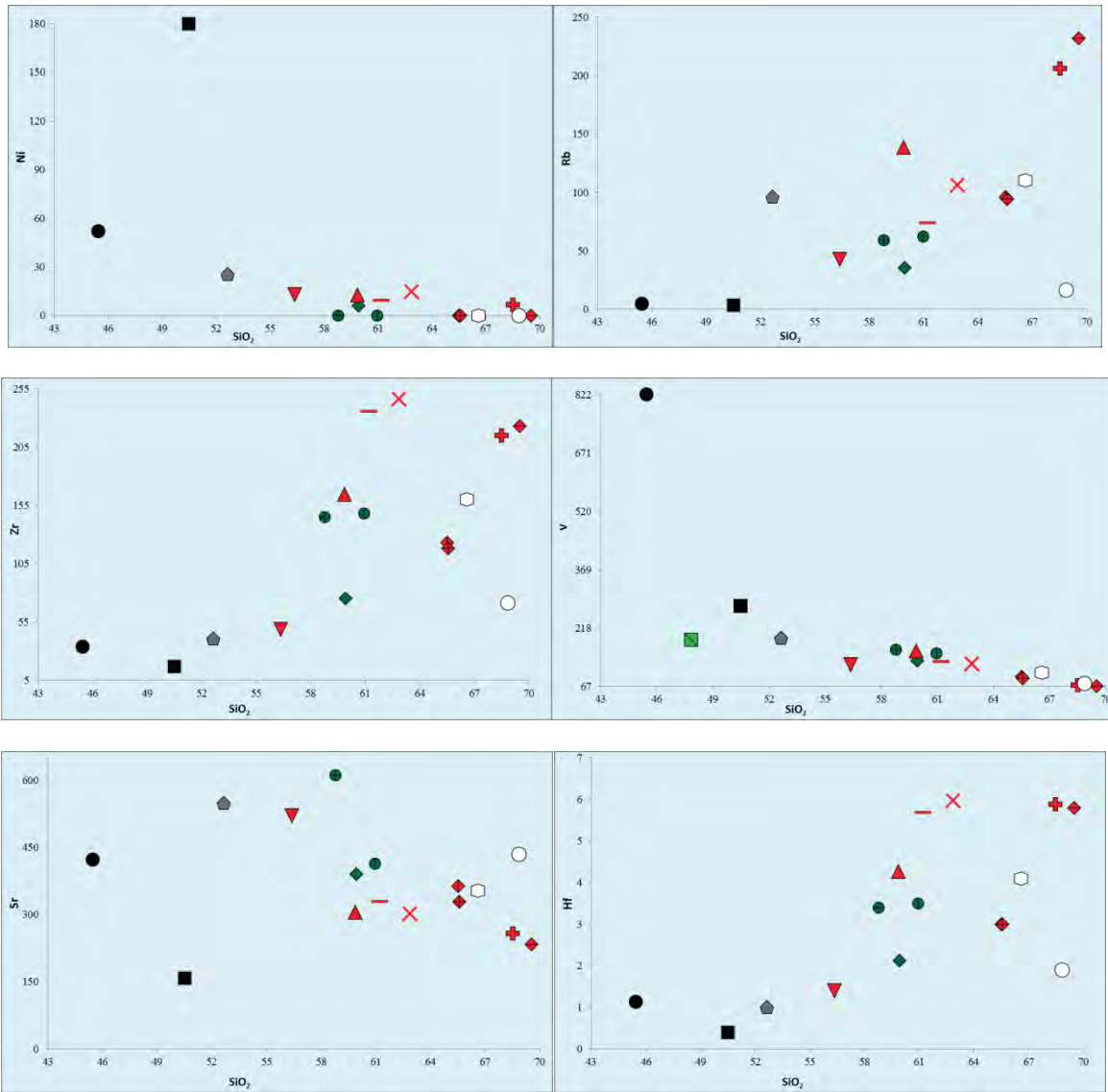


Figura 59. Diagramas Harker con elementos traza, misma simbología que la figura 53. Los análisis se llevaron a cabo en dos distintos laboratorios (ver capítulo de metodología).

En el caso del Ba vs SiO₂ se presentan dos diagramas en el de la derecha se excluyen los ortogneises ya que uno de ellos (SIN 12-57) presenta un valor muy por arriba de la media y dificulta ver las tendencias de las demás rocas. Este valor se debe al abundante feldespato en esa muestra, ya que comúnmente el Ba sustituye al K debido a su muy similar radio iónico (Ba²⁺=149 pm, K⁺=152 pm).

También se realizaron análisis de tierras raras. Los datos que se presentan se normalizaron con los valores condriticos de Sun y McDonough (1989). En el siguiente diagrama se presentan compilados todos los resultados obtenidos en este trabajo (Fig. 60).

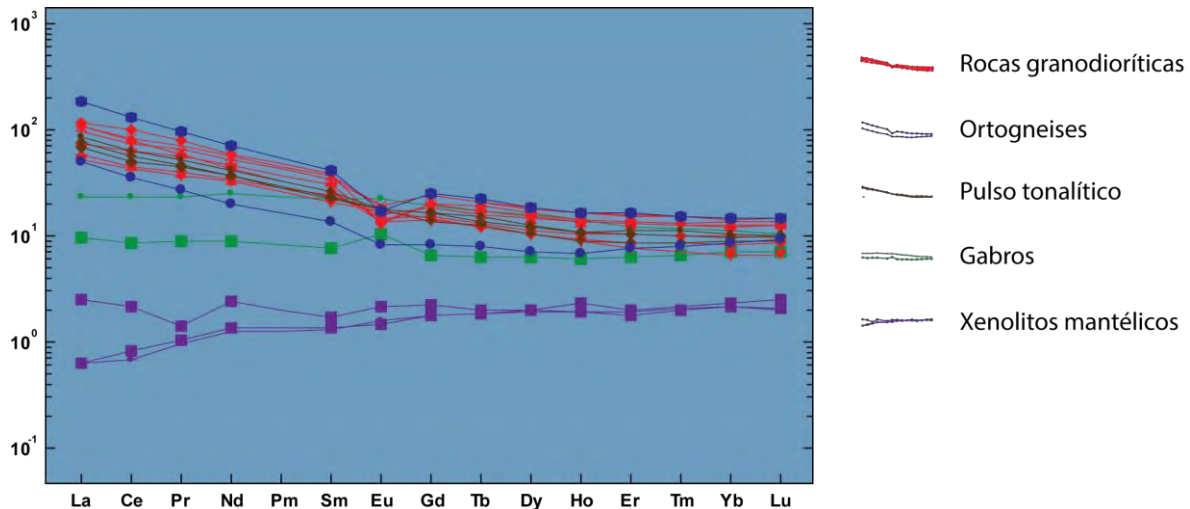


Figura 60. Patrón de tierras raras, normalizado con los valores condriticos (Sun y MacDonough, 1989).

Se observa que todas las rocas batolíticas (granodioritas, tonalitas) poseen una firma geoquímica de subducción (enriquecida en tierras raras ligeras) y todas están comprendidas entre las dos líneas definidas por los ortogneises. Dichas rocas intrusivas tienen una anomalía negativa del Eu, común en magmas diferenciados. Sugiere la cristalización y separación del residuo de fases como la plagioclasa donde el Eu sustituye al Ca por afinidad en el radio iónico ($\text{Eu}^{2+} = 131 \text{ pm}$, $\text{Ca}^{2+} = 114 \text{ pm}$). El límite superior lo delimita la muestra SIN 13-54 mientras que el límite inferior (menos evolucionado) lo marca la muestra SIN 13-57. Los xenolitos presentan una firma típica de lherzolita, con un empobrecimiento en las tierras raras ligeras. Ya que para estas composiciones ultramáficas dichos elementos son incompatibles por lo tanto no quedan atrapados en las redes cristalinas de las fases presentes en las lherzolitas.

Los gabros tienen un comportamiento horizontal asemejándose mucho a la composición de la condrita, sin embargo, no se enciman las firmas y una presenta incipientemente mayor evolución (SIN 12-05).

Ambos gabros poseen una anomalía positiva de europio (se acentúa en SIN 13-56). Esto es claramente a consecuencia del alto porcentaje de plagioclasas en estas rocas. Tomando en cuenta el patrón que siguen las tierras raras en los gabros se podría clasificar como un MORB transicional. La relación La/Sm es 1.61 y 1.92, valores que ubicarían a estas rocas en la frontera de un MORB transicional con uno un poco más enriquecido. En cuanto sus

concentraciones de K_2O , las muestras SIN 12-05 y SIN 13-54 presentan valores de 0.19 wt% y 0.06 wt%, respectivamente, para el TiO_2 poseen 4.2 wt% y 0.86 wt%. El #Mg es de 32 para SIN 12-05 y 50 para SIN 13-56. Usualmente los magmas tipo MORB poseen un #Mg mayor a 55, sin embargo, para los basaltos asociados a este tipo de firmas en el Océano Pacífico se han reportado valores menores (Wilson, 1989).

Para clasificar las rocas máficas se graficó adicionalmente un diagrama ternario (Nb, Zr, Y), para basaltos (Meschede, 1986) (Fig. 61).

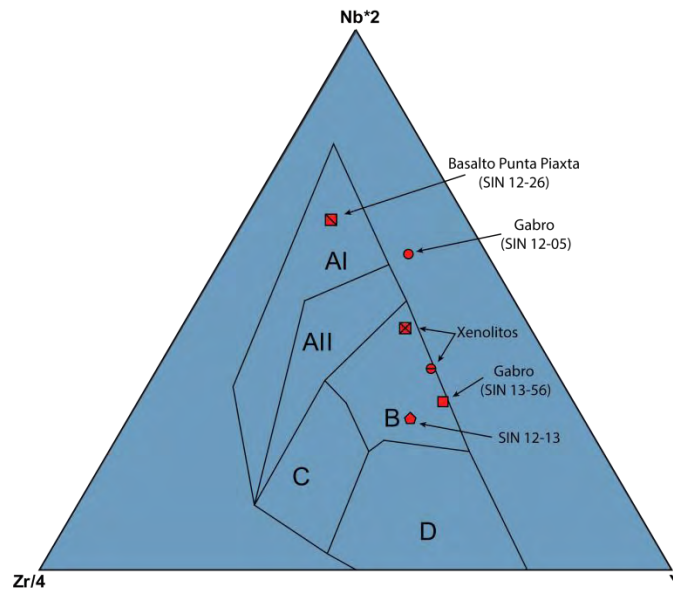


Figura 61. Diagrama para determinar ambiente tectónico de basaltos (Meschede, 1986). AI) Basaltos alcalinos intraplaca; AII) Toleitas intraplaca; B) E- MORB; C) Basaltos de arco volcánico y toleitas intraplaca; D) N-MORB

Solo uno de los gabros grafica en el campo correspondiente a MORB enriquecido (SIN 13-56), el otro grafica fuera de los campos lo que puede ser consecuencia de la fuerte alteración que posee esta muestra (ver Geología Regional).

Otra muestra que corresponde a un magma tipo E-MORB es el dique máfico porfídico (SIN 12-13) emplazado en el polígono Concordia. Su génesis probablemente esté relacionada al adelgazamiento de la corteza que dio lugar a la apertura del Golfo. Inclusive tiene un #Mg de 34 y 1.91wt% K_2O y 0.9 wt% TiO_2 con lo cual se podría clasificar como un E-MORB. El basalto de Punta Piaxtla grafica como un basalto alcalino intraplaca.

Geoquímica Isotópica

Con el objetivo de caracterizar la génesis de las rocas analizadas en el área de estudio se realizaron estudios con los métodos isotópicos de Rb-Sr y Sm-Nd aplicando la técnica de dilución isotópica y mediciones con TIMS (ver los procedimientos, en el capítulo Metodología).

En la tabla 3 se muestran los valores obtenidos en las mediciones y los recalculados para las edades iniciales de cada una de las rocas.

Para la obtención de los valores iniciales de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ se utilizó la constante de decaimiento $\lambda=1.393 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ (Nebel *et al.*, 2011) y la edad t para cada una de las rocas.

Usando:

$$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{inicial}} = ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{muestra}} - [^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}_{\text{muestra}} (e^{\lambda t} - 1)]$$

Del mismo modo usando la constante $\lambda= 6.54 \times 10^{-12} \text{ a}^{-1}$ se calcularon los valores iniciales para la relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ utilizando la siguiente formula:

$$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{muestra hoy}} - [^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{muestra hoy}} (e^{\lambda t} - 1)]$$

También se calculó el parámetro $\epsilon\text{-Nd}$ inicial para cada una de las diferentes litologías analizadas. Las constantes utilizadas para el reservorio condrítico actual (CHUR) fueron $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}= 0.512630$ y $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Sm}=0.1960$ (Bouvier *et al.*, 2008). Para esto se ocupó la siguiente formula:

$$\epsilon\text{Nd}_{\text{inicial}} = \left(\frac{^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{muestra inicial}}}{^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR inicial}}} - 1 \right) \times 10^4$$

Muestra	Roca	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 1\sigma$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 1\sigma$	$\epsilon\text{-Nd} \pm 1\sigma$	Concentración (ppm)				Edad Modelo Nd (Ma)			Edad absoluta (Ma)	Valores iniciales					
							(Dilución isotópica)				Liew&Hof (1988)	Schaaf (1990)	Arrieta (2015)		$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon\text{-Nd}_{\text{inicial}}$			
							Rb	Sr	Sm	Nd										
SIN 12-04	paragneis	4.32	0.716722	37	0.1533	0.512211	15	-8.33	0.29	117.3	78.8	7.65	30.19	2177	2238	1245	160	0.707092	0.512051	-7.3
SIN 12-05	gabro	0.04	0.704030	39	0.1756	0.512762	14	2.42	0.27	6.18	411.6	3.13	10.78	1372	1340	557	136	0.703948	0.512606	2.93
SIN 12-08	tonalita	0.33	0.705686	28	0.1228	0.512498	14	-2.73	0.27	46.5	410.6	3.41	16.79	1037	1001	638	98	0.705238	0.512419	-1.66
SIN 12-09	granodiorita	0.29	0.704559	29	0.1263	0.512684	18	0.90	0.35	53.9	533.6	3.08	14.75	770	714	438	62	0.704306	0.512633	1.61
SIN 12-11	Qz monzodiorita	1.47	0.706097	39	0.1364	0.512735	15	1.89	0.29	155.4	306.6	3.42	15.17	770	707	410	136	0.703316	0.512614	3.08
SIN 12-12	granito	2.31	0.706413	36	0.1142	0.512627	14	-0.21	0.27	204.6	256.8	4.66	24.65	764	715	462	57	0.704582	0.512584	0.54
SIN 12-13	dique máfico	0.54	0.704930	29	0.1378	0.512692	14	1.05	0.27	99.3	529.8	3.11	13.66	864	808	470	25	0.704741	0.512669	1.4
SIN 12-15	Qz monzonita	1.21	0.705129	33	0.1209	0.512696	14	1.13	0.27	122.9	293.2	4.98	24.89	709	653	407	28	0.704656	0.512674	1.56
SIN 12-18	granito	0.80	0.704914	30	0.1231	0.512685	16	0.92	0.31	95.4	344.9	5.05	24.79	743	687	427	28	0.704602	0.512662	1.33
SIN 12-26B	basalto	0.26	0.703330	30	0.1164	0.512980	16	6.67	0.31	47.5	520.9	6.28	32.65	255	173	86	2	0.703323	0.512978	6.85
SIN 12-26	basalto	0.25	0.702974	30	0.1162	0.512979	13	6.65	0.25	44.0	499.7	6.28	32.67	256	174	87	2	0.702967	0.512977	6.83
SIN-13-33	granodiorita	0.42	0.704974	34	0.1239	0.512655	13	0.33	0.25	62.4	425.0	4.20	20.47	797	745	464	100	0.704382	0.512574	1.41
SIN-13-39	granodiorita	0.25	0.704456	29	0.1205	0.512761	14	2.40	0.27	53.9	621.5	3.50	17.55	605	542	333	100	0.704106	0.512682	3.52
SIN-13-41	granodiorita	0.74	0.705380	36	0.1112	0.512648	14	0.20	0.27	90.0	350.9	3.38	18.39	713	662	430	62	0.704739	0.512603	1.02
SIN-13-43	granodiorita	2.87	0.706836	36	0.1165	0.512643	13	0.10	0.25	233.7	235.4	5.82	30.19	758	707	452	54	0.704674	0.512602	0.8
SIN-13-46	granito	0.86	0.706140	33	0.1168	0.512540	16	-1.91	0.31	98.3	331.6	3.78	19.59	913	872	565	54	0.705495	0.512499	-1.21
SIN-13-54	ortogneis	0.96	0.706591	39	0.1198	0.512594	14	-0.86	0.27	113.4	342.0	5.90	29.75	858	812	517	131	0.704838	0.512491	0.57
SIN-13-56	gabro	0.04	0.704291	33	0.1741	0.512692	16	1.05	0.31	2.15	155.8	1.24	4.31	1562	1560	675	136	0.704215	0.512537	1.59
SIN-13-57	ortogneis	0.10	0.704284	32	0.1208	0.512824	15	3.63	0.29	15.9	439.4	2.04	10.20	510	440	264	162	0.704048	0.512696	5.34
XEN1 PI	Iherzolita	0.34	0.703789	32	0.2505	0.513027	24	7.59	0.47	0.39	3.32	0.26	0.62					0.703789	0.513027	7.74
XEN2 PI	Iherzolita	0.26	0.703870	35	0.2633	0.513091	26	8.84	0.51	0.28	3.10	0.24	0.54					0.70387	0.513091	8.99
SIN 12-26 XX	Iherzolita	0.27	0.703788	31	0.1970	0.513049	20	8.02	0.39	1.23	13.0	0.27	0.84					0.703788	0.513049	8.17

Tabla 3. Relaciones isotópicas medidas, iniciales, edades modelo y ϵNd . Para el caso de las Iherzolitas se tomaron los valores de la medición al no poder establecer una edad para recalcular los valores iniciales.

Los análisis isotópicos de Sr y Nd se realizaron con un espectrómetro de masas con fuente iónica térmica marca THERMO SCIENTIFIC MODELO TRITON PLUS; los de Rb y Sm en el espectrómetro marca FINNIGAN MAT 262 en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), Instituto de Geofísica, UNAM. El TRITON cuenta con 9 colectores Faraday ajustables mientras que el Finnigan con 8. Todas las mediciones se hicieron de manera estática.

Las muestras de Rb, Sr Sm y Nd se cargaron como cloruros y se midieron como iones metálicos. Se analizaron 30 relaciones isotópicas para Rb y Sm, 60 para Sr y 70 para Nd por cada muestra. Los valores ($1\sigma = \pm 1\sigma_{\text{abs}}$) se refieren a los errores durante la medición, en los últimos dos dígitos. $1\text{SE(M)} = 1\sigma_{\text{abs}}/\text{raiz } n$. Todas las relaciones isotópicas de Sr y Nd se corrigieron por fraccionamiento de masas vía normalización a $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ y $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$, respectivamente. Valores del LUGIS para el estándar NBS 987 (Sr): $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710241 \pm 11$ ($\pm 1\sigma_{\text{abs}}$, $n = 27$); para el estándar La Jolla (Nd): $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511846 \pm 7$ ($\pm 1\sigma_{\text{abs}}$, $n = 20$).

La incertidumbre relativa de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = \pm 2\%$, y de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = \pm 1.5\%$ (1σ). La reproducibilidad relativa (1σ) de las concentraciones de Rb, Sr, Sm y Nd es de $\pm 4.5\%$, $\pm 1.8\%$, $\pm 3.2\%$ y $\pm 2.7\%$ respectivamente.

Los blancos analíticos obtenidos en el tiempo de los análisis de las muestras de este trabajo resultaron: 0.05 ng Rb, 1.45 ng Sr, 0.21 ng Sm y 2.21 ng Nd (blancos de procedimiento total).

Más detalles analíticos del procesamiento de muestras en el LUGIS están reportados en

<http://www.geofisica.unam.mx/laboratorios/universitarios/lugis/index.html>

Las distintas edades modelo se calcularon con:

$$\tau Nd = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{{}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}_m - {}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}_{CHUR}}{{}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd}_m - {}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd}_{CHUR}} + 1 \right)$$

Si asumimos que las rocas de la corteza poseen una relación Sm/Nd inalterada desde su formación (${}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd} = 0.13$) y que estas provienen de la fusión del manto, se puede calcular la edad de residencia en la corteza (edad modelo) con los valores medidos de ${}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd}$ y ${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}$. Para este cálculo se necesitan los valores del manto empobrecido (DM). En la tabla 3 se presentan las edades modelo usando tres diferentes valores para el manto empobrecido. Los primeros valores son usando los datos de Liew y Hofmann, (1988): ${}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd} = 0.2188$ y ${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd} = 0.513151$; estos datos fueron calculados con base en un promedio de basaltos tipo MORB. La segunda columna de las edades modelo se calcularon con los valores de Schaaf (1990): ${}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd} = 0.2128$, ${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd} = 0.513089$; los cuales fueron calculados con base en una estadística de xenolitos del manto colectados en San Luis Potosí. Finalmente los valores de la tercera columna se calcularon con valores para el manto empobrecido obtenidos a partir de las lherzolitas colectadas en Punta Piaxtla en este trabajo: ${}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd} = 0.257$ y ${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd} = 0.513059$. Se puede observar que las edades modelo resultan diferentes para estos tres valores de manto empobrecido, las más jóvenes se obtienen con los datos de los xenolitos de Punta Piaxtla, mientras que las más antiguas resultan de usar los valores del manto empobrecido de Liew y Hofmann (1988) y las calculadas con los valores de Schaaf (1990) se encuentran con valores más cercanos a los de Liew y Hofmann (1988), levemente más jóvenes. Este cambio en las edades modelo es un reflejo del valor más alto para la relación ${}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd}$ (0.257) obtenido de los xenolitos de Punta Piaxtla. Una explicación para esto es la heterogeneidad del manto superior. La interpretación sería que el manto por debajo de la zona de estudio está fuertemente empobrecido a causa de la continua subducción de más de 100 Ma y la consecuente fusión parcial del manto. Al comparar las edades modelo T_{DM} contra a edad de cristalización se puede observar una correlación positiva (Fig. 62), donde entre más reciente es la edad de cristalización más joven es la edad modelo. Sin embargo, la

edad modelo es independiente de la edad de cristalización y corresponde más a factores como contaminación con las rocas en las cuales se emplazó o asimiló durante su ascenso o refleja su edad de residencia cortical. En la figura 62 se grafican las tendencias que definen las rocas batolíticas. También se observa que uno de los ortogneises (el más antiguo) está fuera de este grupo, el otro por el contrario está dentro y es muy semejante a una de las unidades batolíticas (SIN 12-11), inclusive en edad. Respecto a los gabros estos se posicionan según su edad en dos lugares distintos, haciendo referencia al fechamiento previo (Henry y Fredrikson, 1987) y al de este trabajo. Se observa que coincide más con la tendencia de las rocas batolíticas al ubicar la edad alrededor de los 155 Ma.

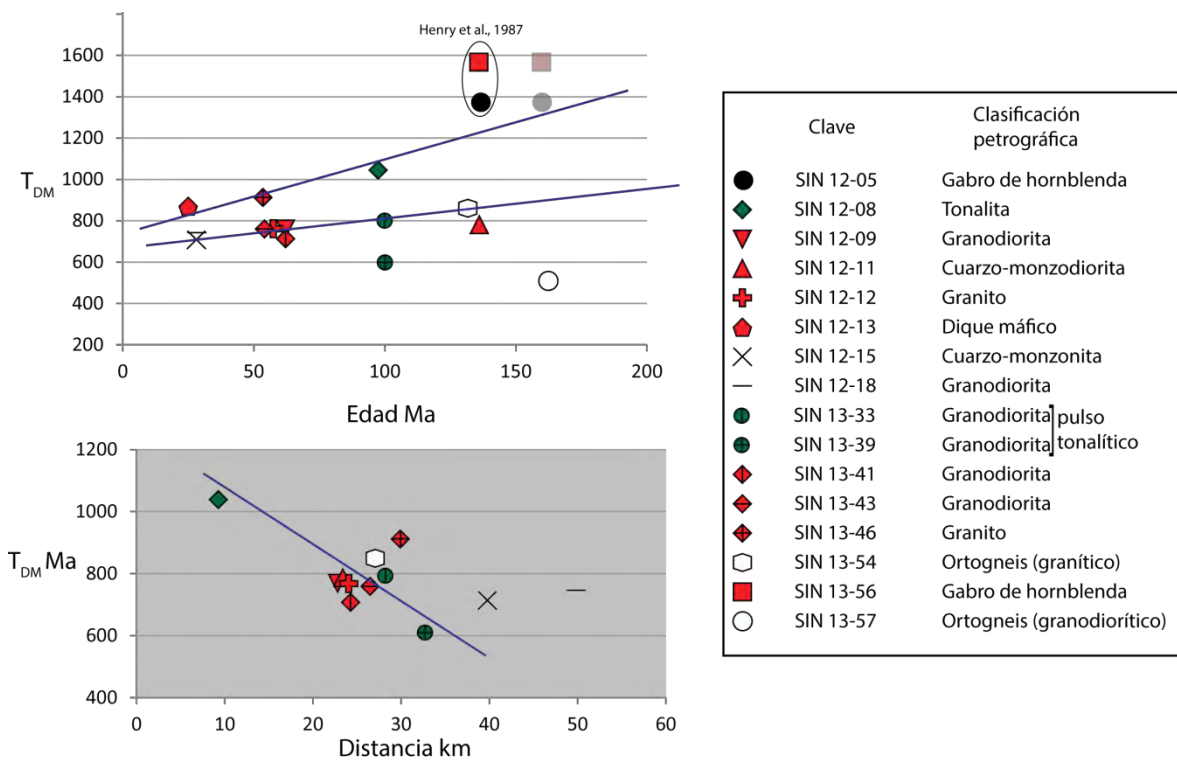


Figura 62. Se graficó para las rocas batolíticas y los ortogneises: Arriba, T_{DM} vs Edad de cristalización; Abajo, T_{DM} vs Distancia a la costa. Se observa en la grafica de arriba que las edades modelos tienden a disminuir conforme la edad de cristalización. Abajo se observa que mientras mas alejadas de la costa hacia el continente su edad modelo disminuye. Edades T_{DM} calculadas con los valores para el manto empobrecido de Liew y Hofmann, (1988). Arriba, se grafican dos disposiciones diferentes para las rocas gabroicas, atendiendo a los fechamientos previos (Henry y Fredrikson, 1987) y al de este trabajo.

Las edades modelo de las tonalitas varían entre 605 Ma (SIN 13-39) y 1037 Ma (SIN 12-08), aplicando los parámetros del manto empobrecido de Liew y Hofmann (1988). El pulso tonalítico es de los más acotados en edad de emplazamiento. En tres diferentes localidades se han reportado edades cercanas a los 100 Ma por dos diferentes autores (Henry *et al.*,

2003; Cuéllar-Cárdenas *et al.*, 2012) además de este trabajo (Tabla 4). La roca más cercana a la costa (SIN 12-08) posee la edad modelo más antigua, mientras que la muestra más lejana a la costa (SIN 13-39) tiene la edad modelo más joven (Fig. 62). Visto desde la perspectiva de la cercanía con el ensamble batolítico las tonalitas con edades modelo más jóvenes están en el núcleo del batolito, mientras que las de edad modelo más antiguas están hacia los bordes del batolito. Esto sugiere que las rocas hacia el exterior del batolito pudieron tener una mayor incorporación de componentes de las rocas prebatolíticas existentes durante su emplazamiento, lo cual las contaminó imprimiéndoles una edad modelo más antigua. Por el contrario las que se ubican hacia el centro del batolito tuvieron menos interacción con las rocas prebatolíticas. Este comportamiento también se observa, en menor medida, con las demás rocas batolíticas. Otra interpretación podría ser que este magma atravesó diferente basamento.

Con respecto al ortogneis la muestra SIN 12-54 tiene una edad modelo de 858 Ma. Debido a la similitud de edades modelo con las rocas batolíticas, a su cercanía en edad con algunos pulsos (Cuarzo monzodiorita Concordia, SIN 12-11) y a su composición, llama la atención su textura y recristalización.

La muestra SIN 13-57 presenta una edad modelo de 510 Ma pero la edad de emplazamiento del protolito es de 161 Ma. Llama la atención que la roca más antigua en emplazarse y cristalizar (SIN 13-57) sea la que posee una edad modelo más joven (Tabla 3).

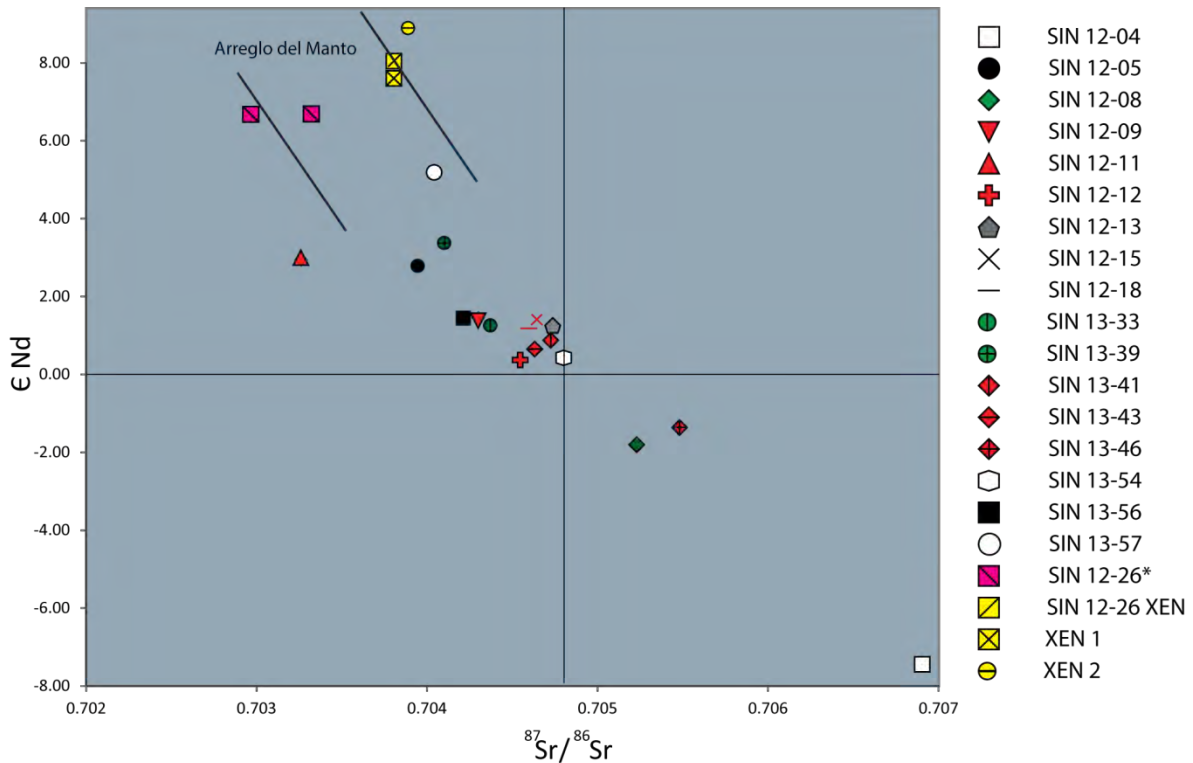


Figura 63. Diagrama ϵNd vs $^{87}Sr/^{86}Sr$ con valores iniciales de la tabla 3.

El diagrama ϵNd vs $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Fig. 63) está construido a partir de los valores iniciales de $^{143}Nd/^{144}Nd$ para cada roca, comparando su desviación relativa con respecto a los valores condriticos para este tiempo. Por concepto, si partimos que toda la Tierra en un principio tenía la composición condritica y a partir de ésta se empezó a diferenciar, el valor asignado a la condrita es cero. Debido a que el Nd es más incompatible que el Sm, la relación $^{147}Sm/^{144}Nd$ es más alta en el manto y con el tiempo produce una relación más alta de $^{143}Nd/^{144}Nd$. Por lo tanto cuando obtenemos el valor de ϵNd positivo se puede decir que el origen de la roca tiene una afinidad con el manto y con valores negativos se puede hablar de una fuente con influencia cortical. Esto es esencial cuando se pretende analizar los procesos que pudieron dar origen a un determinado magmatismo.

En este estudio la mayoría son rocas intrusivas relacionadas al Batolito de Sinaloa grafican en el diagrama ϵNd vs $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Fig. 63) en el cuadrante con afinidad mantélica, excepto dos de ellas (SIN 12-08 y SIN 13-46). Si atendemos a la génesis de las rocas intrusivas del área, la mayor parte de ellas están asociadas a un proceso de subducción y en este sentido es congruente dicha afinidad, ya que se derivan de la fusión parcial del manto y

posteriormente se han diferenciado hasta su composición actual. Sin embargo, las muestras tienden hacia una composición condrítica ($\epsilon\text{Nd} < 4$ y la mayoría $\epsilon\text{Nd} < 2$) lo que sugiere una contaminación por algún componente de influencia cortical. Las muestras SIN 12-08 ($\epsilon\text{Nd} = -2.7$) y SIN 13-46 ($\epsilon\text{Nd} = -1.9$) que claramente ya tienen una afinidad cortical, probablemente sean las más contaminadas por el agente antes mencionado. Dicha contaminación puede ser consecuencia de las rocas del basamento que atravesó este magmatismo o sedimentos reciclados por la placa, los cuales se suponen de afinidad cortical. Prueba de esto es el paragneis perteneciente al basamento (SIN 12-04) el cual tiene valores $\epsilon\text{Nd} (i) = -7.45$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} (i) = 0.706906$ debido al aporte detrítico de sedimentos continentales. Rocas afines a este paragneis pudieron contaminar a las rocas del Batolito de Sinaloa durante su ascenso, emplazamiento y asimilación. La tendencia que definen las rocas intrusivas apunta en el diagrama ϵNd vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ con dirección al punto donde grafica el paragneis (Fig. 63).

Los ortogneises tienen un comportamiento distinto entre ellos, la muestra SIN 13-57 presenta una afinidad mantélica con un valor $\epsilon\text{Nd}(i) = 5.2$. Aunque se encuentra encajonado por metasedimentos estos no alteraron su isotopía. Sus valores bajos de K_2O (Fig. 56 y 57) sugieren que el protolito proviene de una fuente relativamente máfica, que se diferenció durante su ascenso y emplazamiento. Otro ortogneis (SIN 13-54) grafica justo en la composición condrítica muy cerca de las rocas batolíticas. Su edad absoluta es similar a la muestra SIN 12-11 (Cuarzo monzodiorita Concordia) y su comportamiento en los diagramas de variación Harker (Fig. 57) también se encuentra dentro de la misma tendencia. Su textura gnéssica se piensa es el resultado de un evento milonítico (ver Geología del área de estudio) que afectó este cuerpo. En la figura 63 se hace evidente que las rocas más antiguas como son el ortogneis SIN 13-57 (163 Ma), los gabros de alrededor de 134 Ma y una de las rocas tonalíticas SIN 13-39 son de afinidad mantélica ($\epsilon\text{-Nd} > 2$). La muestra de la Cuarzo monzodiorita Concordia (SIN 12-11) es semejante a esta disposición temporal de las rocas en el diagrama, pues se encuentra con valores semejantes de $\epsilon\text{-Nd}$ a las rocas más antiguas y con un $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ aún más bajo.

De la muestra SIN 12-26 perteneciente a los basaltos de Punta Piaxtla se analizaron dos alícuotas. Debido a la alteración de las muestras colectadas en la costa a causa del agua de mar y de la gran cantidad de xenocristales que contienen, se decidió separar solo la matriz. Sin embargo, en las secciones delgadas se observa que también los xenocristales forman parte de dicha matriz. Analizando dos muestras se trata de observar si dicha “contaminación” afecta los resultados. Ambos grafican en el cuadrante con afinidad al manto, al igual que los xenolitos. Los parámetros ϵ_{Nd} (i) son casi idénticos, mientras que en el caso de $^{87}Sr/^{86}Sr$ (i) se observan diferencias, muy probablemente contaminados por interacción con el agua de mar.

Los gabros analizados, aunque poseen afinidad mantélica, sus valores de ϵ_{Nd} oscilan entre 1.7 y 2.4 lo cual los acerca mucho a la composición condrítica, esto puede ser consecuencia de rocas más antiguas con afinidad cortical, con las cuales estos gabros tuvieron interacción durante su ascenso y diferenciación.

Los xenolitos analizados en este estudio grafican en el diagrama ϵ_{Nd} vs $^{87}Sr/^{86}Sr$ cerca del arreglo del manto se observan ligeramente desplazados a la derecha (alta relación $^{87}Sr/^{86}Sr$) esto puede ser consecuencia del agua de mar que alteró la isotopía de Sr.

6.- Geocronología

Para este trabajo se realizaron ocho fechamientos, siete por el método de U-Pb y uno por el método de Sr en carbonato. Para la zona de estudio trabajos previos ya habían obtenido algunos datos, la mayoría por el método de K-Ar en minerales como hornblenda y biotita (Henry y Fredrikson, 1987). En trabajos más recientes (Henry *et al.*, 2003) se publicaron algunos datos por U-Pb de las unidades fechadas previamente por otros métodos. De estos trabajos pioneros, se desprenden las interpretaciones que siguen rigiendo el modelo geológico para el área de Mazatlán (ver Geología Regional).

Otros autores (Cuéllar *et al.*, 2012; Ferrari *et al.*, 2014) han aportado más datos U-Pb para el NW de México y todos estos fechamientos se compilaron en la tabla 4. En el caso de Ferrari *et al.* (2014), su trabajo se enfoca en las rocas volcánicas de la SMO comprendidas entre el Oligoceno y el Mioceno en su mayoría rocas volcánicas de composición félsica. En el trabajo de Cuéllar *et al.* (2012) se estudian dos unidades del batolito (tonalita y ortogneis) y ambas rocas fueron fechadas también en este trabajo obteniendo edades muy similares.

Al plantear los objetivos de este trabajo se decidió fechar tanto al basamento como a las unidades batolíticas ligadas al mismo. Debido a la escala de las cartografías previas algunas unidades batolíticas (granodioritas y granitos) se englobaron delimitando en ocasiones un solo cuerpo intrusivo. En este capítulo y en la discusión posterior se enfatizará que con mayor información geocronológica estos cuerpos se pueden empezar a separar, haciendo evidente la gran complejidad que encierra el Batolito de Sinaloa.

No. Muestra	Coordenadas		Tipo de roca	Edad Ma	Referencia
	X	Y			
ES 11	437225	2640141	ignimbrita	32.5 ± 0.2	Ferrari et al., 2014
MdCH 03	475497	2523574	lava dacítica	22.7 ± 0.8	Ferrari et al., 2014
MdCH 05	473151	2518904	lava riolítica	25.9 ± 0.2	Ferrari et al., 2014
MicBarr 01	478434	2462906	domo riolítico	20.8 ± 0.2	Ferrari et al., 2014
RUIZ 34b	520476	2439415	domo riolítico	18.4 ± 0.3	Ferrari et al., 2014
RUIZ 7	511708	2436086	ignimbrita	23.6 ± 0.2	Ferrari et al., 2014
SIN 05	388771	2584179	lava riolítica	31.5 ± 0.4	Ferrari et al., 2014
SIN 07	382810	2595144	lava riolítica	31.5 ± 0.4	Ferrari et al., 2014
SIN 09	308721	2677334	lava riolítica	18.6 ± 0.3	Ferrari et al., 2014
SIN 21	415169	2607192	lava riolítica	13.7 ± 0.3	Ferrari et al., 2014
SIN 39	289318	2695519	lava riolítica	21.6 ± 0.1	Ferrari et al., 2014
SIN18	447730	2627797	lava riolítica	29.5 ± 0.3	Ferrari et al., 2014
MdCH10bis	493544	2505118	lava dacítica	23.7 ± 0.2	Ferrari et al., 2014
MicBarr01	478412	2462949	domo riolítico	20.8 ± 0.2	Ferrari et al., 2014
PLMCTS-003	364014	2601973	ortogneis	157.13 +.61/-1.17	Cuéllar et al, 2012
PLMCN-003	344105	2601230	tonalita	97.13 +.2/-1.5	Cuéllar et al, 2012
PLMG-004	372707	2584931	tonalita	98 +1/-0.14	Cuéllar et al, 2012
HP-28	397209	2660345	granodiorita	47.8 ± 1.0	Henry et al.,2003
HS-17	375256	2588491	tonalita	101.2 ± 2.0	Henry et al.,2003
HS-42	356141	2647767	granodiorita	66.8 ± 1.3	Henry et al.,2003
HS-53	350647	2617755	tonalita	20 ± 0.4	Henry et al.,2003

Tabla 4. Fechamientos en trabajos previos realizados en zircones por el método U-Pb en la zona de estudio.

Fechamientos por U-Pb

Los batolitos suelen formarse por una serie de intrusiones que cubren un gran intervalo temporal, en este caso más de 100 Ma. Debido a esto las posibilidades de una rehomogenización isotópica es viable. El método de U-Pb en zircones ofrece grandes ventajas para fechar rocas magmáticas y metamórficas dada la alta temperatura de cierre isotópico de los zircones (~900°C) (Lee *et al.*, 1997). Es por esta razón que podemos tener la certeza que las edades obtenidas por este método ofrecen una información válida sobre eventos magmáticos.

Algunas inconsistencias en los fechamientos pueden ocurrir cuando los zircones, provienen de eventos magmáticos previos (zircones heredados), o cuando éstos presentan sobrecrecimientos debidos a eventos metamórficos posmagmáticos. Por tal motivo se decidió analizarlos por LA-MC-ICPMS (ver capítulo de Metodología). Este método ofrece la posibilidad de analizar puntualmente cada cristal, previamente separado (Fig. 64). De este modo se pueden realizar mediciones en los bordes de los cristales y en sus núcleos. En

caso de que dichas mediciones sean congruentes en cada cristal se pueden descartar sobrecrecimientos por posibles eventos metamórficos. Después al comparar las mediciones de diferentes cristales se puede descartar la posibilidad de que alguno de ellos provenga de un evento magmático previo (zircón heredado).

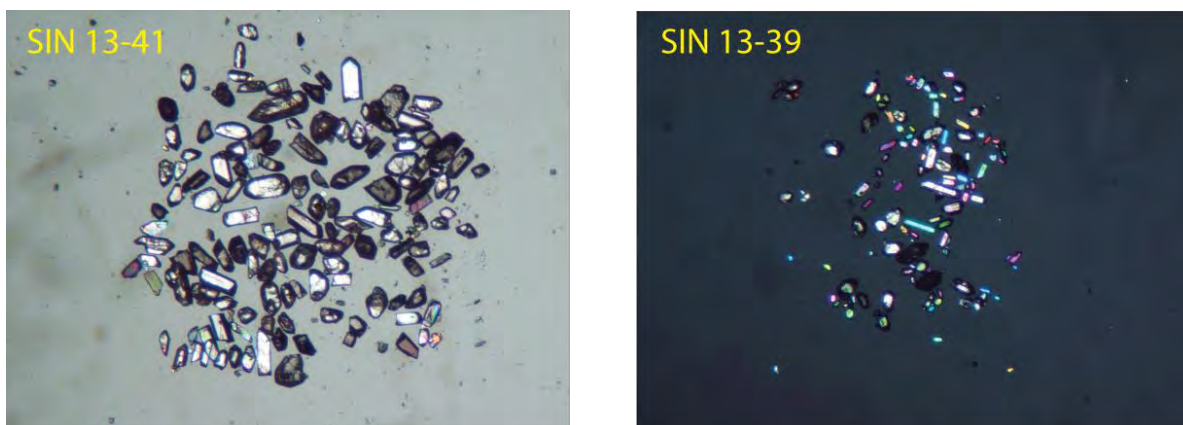


Figura 64. Ejemplo de los zirrones separados (método de decantación, Hernández-Treviño *et al.*, 2004) para su posterior análisis por ablación láser. Laboratorio de Separación de Minerales, LUGIS.

Es importante tener esto en mente cuando se están realizando las mediciones, ya que en caso de tener incongruencias en los resultados se tiene que observar que parte de los zirrones se está analizando (borde o núcleo). Esto nos puede brindar evidencias petrogenéticas inmediatas y se pueden confirmar durante la misma medición. Es por esto que se debe tener un buen control de los zirrones montados para analizar, con una buena clasificación petrográfica y relaciones de campo detalladas.

Tomando en cuenta que las rocas batolíticas y ortogneises presentes en la zona de estudio son en general félsicas se decidió separar zirrones de dichas unidades (ver capítulo de Metodología). Fueron seleccionados alrededor de 80 zirrones para rocas plutónicas y ortogneises. La cantidad de puntos analizados sobre cada grupo de zirrones es variable. Esta dependerá de los resultados que se vayan generando, en caso de atacar los bordes y núcleo del zircón, obteniendo edades semejantes, se interpretará que dichos zirrones son magmáticos y basta con 30 puntos analizados para tener una edad confiable. En caso de tener discrepancias entre las edades obtenidas en los bordes y en los núcleos del zircón, se interpretará como sobrecrecimiento por algún evento térmico (metamorfismo o zircón heredado). Esto obliga a separar familias de datos tratando de definir las edades en los

núcleos y las edades en los bordes de todos los zircones montados, para así poder definir edades de cristalización de eventos térmicos posteriores y de las fuentes heredadas.

En este trabajo se analizaron 6 rocas magmáticas (se incluyen los ortogneises) y en la tabla 5 se muestran las edades obtenidas. Los datos crudos se presentan en las tablas 9 a 14 (anexo).

Muestra	Tipo de roca	Localidad	Localización (13 Q)	Nº de puntos	TuffZirc Age (Ma \pm 2 σ)
SIN 12-11	Cuarzo monzodiorita	Concordia	385744 E, 2569506 N	23	136.18 +0.72/-0.65
SIN 12-18	Granito	Copala	405710 E, 2587443 N	8	28.34 +1.35/-0.91
SIN 13-39	Tonalita	San Marcos	374552 E, 2600334 N	25	98.26 +0.78/-1.23
SIN 13-41	Granodiorita	La Noria	367053 E, 2596720 N	25	62.52 +1.18/-0.65
SIN 13-54	Ortogneis	Tamacochi	369582 E, 2593592 N	18	131.27 +1.29/-4.73
SIN 13-57	Ortogneis	El Quelite	346416 E, 2602272 N	25	162.03 +3.29/-3.54

Tabla 5. Edades U-Pb calculadas con el algoritmo TuffZirc (Ludwig y Mundil, 2002) de 4 granitoides y dos ortogneis.

En la mayoría de los casos se obtuvieron edades congruentes considerando que en ocasiones se apuntó a los bordes y en ocasiones al núcleo de los distintos zircones (Anexo, Fig. 78 y 79). Esto asegura que todos los zircones son magmáticos y que la edad reportada corresponde a las edades de emplazamiento de los respectivos plutones. Los datos obtenidos en el ortogneis SIN 13-57 presentan un intervalo de variación alto, al abarcar edades que van de 144 Ma a 169 Ma. Sin embargo, estas variaciones no se interpretan como zircones heredados, debido a la ausencia de núcleos en la catodoluminiscencia y a la morfología de los cristales analizados. Para el caso de la muestra SIN 12-18 hubo un punto (SIN 12-18-1, tabla 10, anexo) que discrepó por más de 130 Ma. Este dato se tomó como un *outlier* y se eliminó del promedio. Cabe mencionar que en análisis de rocas magmáticas sacar del promedio estos puntos de la medición, es relativamente “válido”. En este caso el valor anómalo se puede deber a tres situaciones; 1 el zircón es heredado (se debe verificar en otros zircones) y no corresponde al evento magmático donde se aloja; 2 hubo contaminación de la muestra cuando se separaron los zircones, o bien; 3 cuando se estaba realizando la medición se apuntó a un zircón que no corresponde a la muestra, recordemos

que por cada briqueta se montan al menos zircones de cuatro muestras. Para el caso de la muestra SIN 12-18 el valor separado del promedio, las dos últimas opciones tienen más probabilidades de ser las causas del valor anómalo obtenido.

Cuarzo monzodiorita Concordia SIN 12-11

Esta unidad había sido fechada por Henry y Fredrikson (1987) (Granodiorita Concordia) por el método de K-Ar, usando hornblenda (54.2 ± 1.2 Ma) y biotitas (53.8 ± 0.6 Ma); Duque Trujillo *et al.*, (2015) obtuvieron 59.6 ± 0.6 Ma (U-Pb en zircones), 55.72 ± 0.47 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en hornblenda) y 56.26 ± 0.34 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita). En este estudio se obtuvo una edad mayor de $136 +0.72/-0.65$ Ma por U-Pb (Fig. 66). La muestra fue colectada cuatro kilómetros al sur de las reportadas por Henry y Fredrikson (1987) y a escasos 1200m al oeste de las reportadas por Duque Trujillo *et al.* (2015). Se trata obviamente de otro cuerpo de composición cuarzo monzodiorítica, que en trabajos previos se había englobado dentro del polígono Concordia, mencionándose como pequeños cuerpos cuarzo monzoníticos (Henry y Fredrikson, 1987).

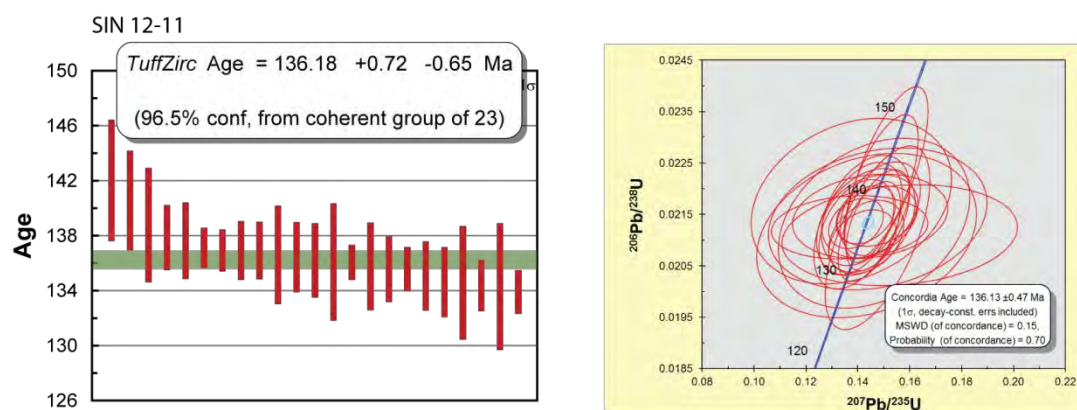


Figura 65. Se muestran los diagramas *TuffZirc Age* y de concordia para la muestra SIN 12-11 (Cuarzo monzodiorita).

Granodiorita San Marcos SIN 13-39 (pulso tonalítico)

Esta roca fue fechada en trabajos previos por el método K-Ar y se reportó una edad en biotita de 91.3 ± 1.0 Ma y en la hornblenda de 97.9 ± 2.2 Ma (Henry *et al.*, 2003). En este trabajo, se colectó una muestra dos kilómetros al sur de las previamente reportadas y se

obtuvo una edad de $98.2 \pm 0.78/-1.23$ Ma (Fig. 66). Esta sucesión geocronológica en distintos minerales resulta muy congruente, en el contexto de temperaturas de cierre para biotita ($280^{\circ}\text{C} - 335^{\circ}\text{C}$, Harrison *et al.*, 1985), hornblenda (580°C , Harrison, 1982) y zircón (900°C , Lee *et al.*, 1997) en los sistemas K-Ar y U-Pb, respectivamente. Sin embargo, el intervalo de edades entre la hornblenda y la biotita resulta muy amplio (6.6 Ma). Esto puede ser consecuencia de las dimensiones del plutón, al ser muy grande su tasa de enfriamiento fue muy lenta en el intervalo entre 540 y 300°C . Otra opción es un evento térmico casi comagmático pero un poco más joven que recalentó hasta abrir el sistema isotópico de las micas.

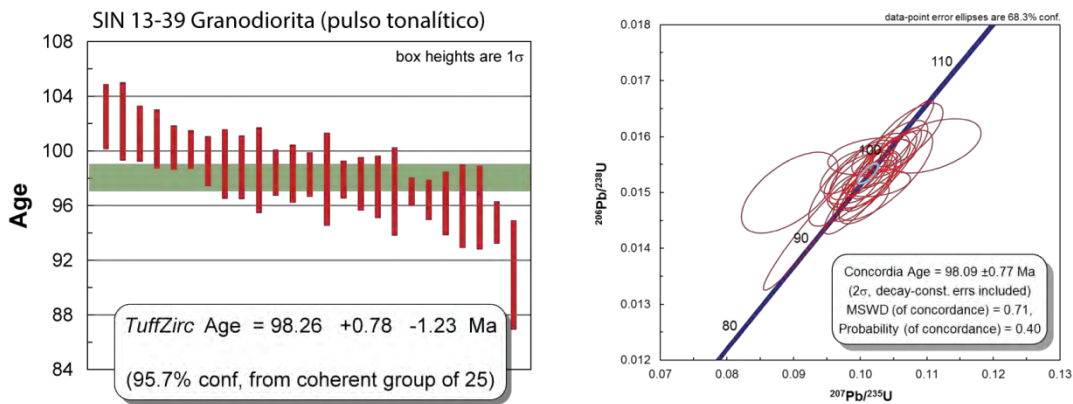


Figura 66. Se muestran los diagramas *TuffZirc Age* y de concordia para la muestra SIN 13-39 (pulso tonalítico).

Granodiorita La Noria SIN 13 -41

Anteriormente se había relacionado este cuerpo intrusivo como Granodiorita Candelero cuyas muestras fechadas oscilan entre los 50 y 60 Ma obtenidas por el método K-Ar en hornblendas y micas (Henry *et al.*, 2003). Sin embargo, la relación de la Granodiorita Candelero con las rocas intrusivas cercanas al municipio de La Noria se hizo mediante observaciones mineralógicas y texturales. Las muestras en trabajos previos, no se tomaron en los alrededores del poblado La Noria incluso la muestra fechada más cercana en dichos trabajos se encuentra al menos 40 km al sur de la colectada en el presente trabajo, por lo tanto es difícil pensar que se trate de un mismo plutón. En este estudio se obtuvo una edad

de $62.8 \pm 1.18/-0.65$ Ma (Fig. 67) en la muestra obtenida en los alrededores de La Noria por lo tanto se sugiere que se trata de un cuerpo intrusivo distinto a la Granodiorita Candelero.

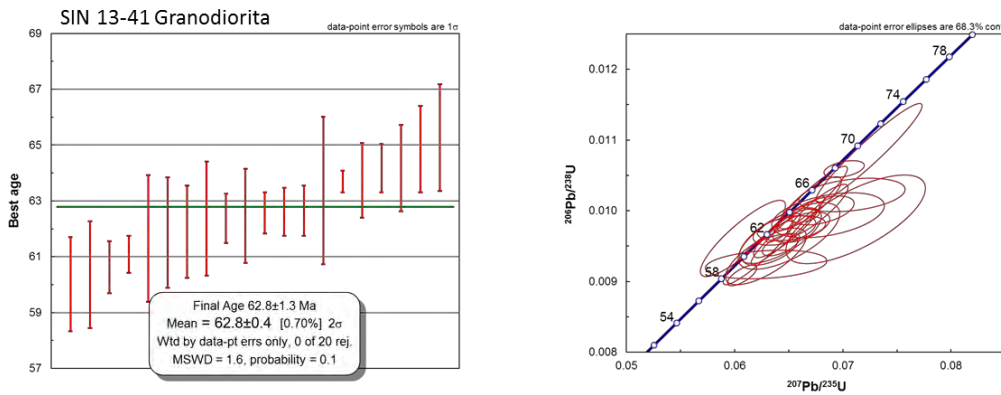


Figura 67. Se muestran los diagramas *TuffZic Age* y de concordia para la muestra SIN 13-41 (granodiorita).

Granito Copala SIN 12-18

En trabajos previos se había sugerido que las intrusiones dioríticas menores a 1 Km^2 de afloramiento se relacionaban con eventos magmáticos relativamente jóvenes como la cuarzo diorita Colegio de 19 Ma (Henry y Fredrikson, 1987) que aflora 10 km al NW del municipio de El Quelite. Por este motivo se sugirieron edades similares para cuerpos intrusivos dioríticos cercanos a la localidad de Copala (Henry y Fredrikson, 1987). Ferrari y Duque Trujillo (inédito) en Aranda *et al.* (2015) obtuvieron edades por U-Pb en zircón de ~ 28.1 Ma y ~ 28.94 Ma. En este trabajo se obtuvo una edad de $28.3 \pm 1.35/-0.91$ Ma (Fig. 68) para un cuerpo intrusivo de composición granítica que aflora recorriendo la carretera 40D, a la altura del poblado de Copala. Se pueden observar cuerpos semejantes no cartografiados a la escala que se presenta el mapa actualmente, cinco kilómetros antes del poblado de Copala, que sugieren la misma edad. La muestra colectada en este trabajo (SIN 12-15) se encuentra dentro de estos pequeños plutones, que se interpretan como *stocks* provenientes del mismo cuerpo intrusivo Cópala. Destaca la fuerte alteración hidrotermal (argílica) en estos cuerpos.

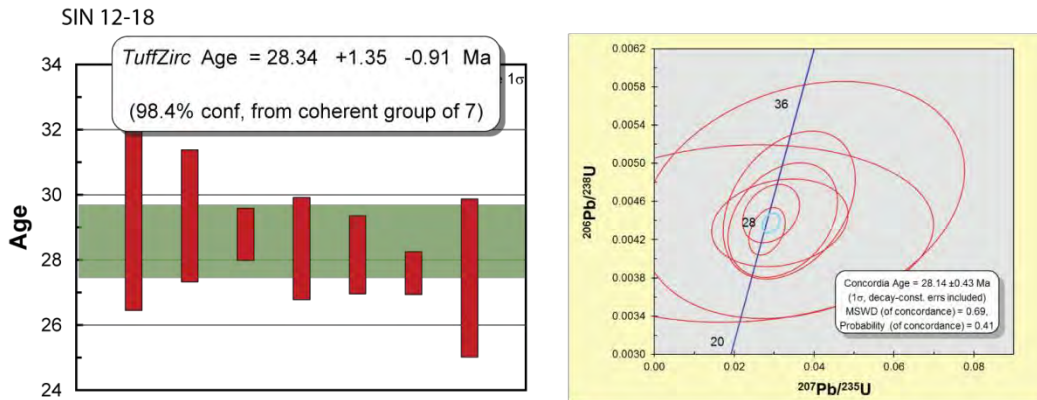


Figura 68. Se muestran los diagramas *TuffZirc Age* y de concordia para la muestra SIN 12-18 (granito).

Ortogneises SIN 13-57 y 54

Esta unidad de ortogneises colectada en los alrededores del poblado de El Quelite se fechó en trabajos previos en $157 \pm 61/-1.17$ Ma (Cuéllar-Cárdenas *et al.*, 2012) por U-Pb en zircones (Tabla 4). En dichos trabajo se reportan 52 puntos en 42 cristales donde solo 24 otorgan una edad concordante y algunos puntos en el exterior del cristal resultan en edades de 110 y 94 Ma, las cuales los autores interpretan como pérdida de plomo. En este estudio se obtuvo una edad de 161.5 ± 3.4 Ma (Fig. 69). A diferencia de los antes reportados para estos zircones no se encontraron edades distintas en los bordes de los cristales aunque las dos muestras al parecer son del mismo afloramiento. En el presente estudio se analizaron 25 puntos en distintos cristales, algunos en un mismo cristal apuntando al borde y al núcleo respectivamente. De lo anterior se puede concluir que la edad de emplazamiento del protolito se acota alrededor de 160 Ma y las edades de 110 y 94 Ma interpretadas previamente como perdida de Pb muy probablemente representan la edad del metamorfismo de esta roca.

Otra roca metamórfica clasificada como ortogneis fue colectada en las cercanías de la población Tamacochi, esta roca otorgó una edad de 130.8 ± 1.1 Ma (tabla 5, Fig. 69). Hasta ahora no había sido reportada una edad así para este tipo de rocas. Estas rocas gnéissicas afloran en pequeñas exposiciones y siempre se encuentran circundadas por las rocas

metasedimentarias. Se interpreta que los protolitos ígneos intrusieron a los sedimentos y posteriormente todo el conjunto fue metamorfoseado (alrededor de 100 Ma).

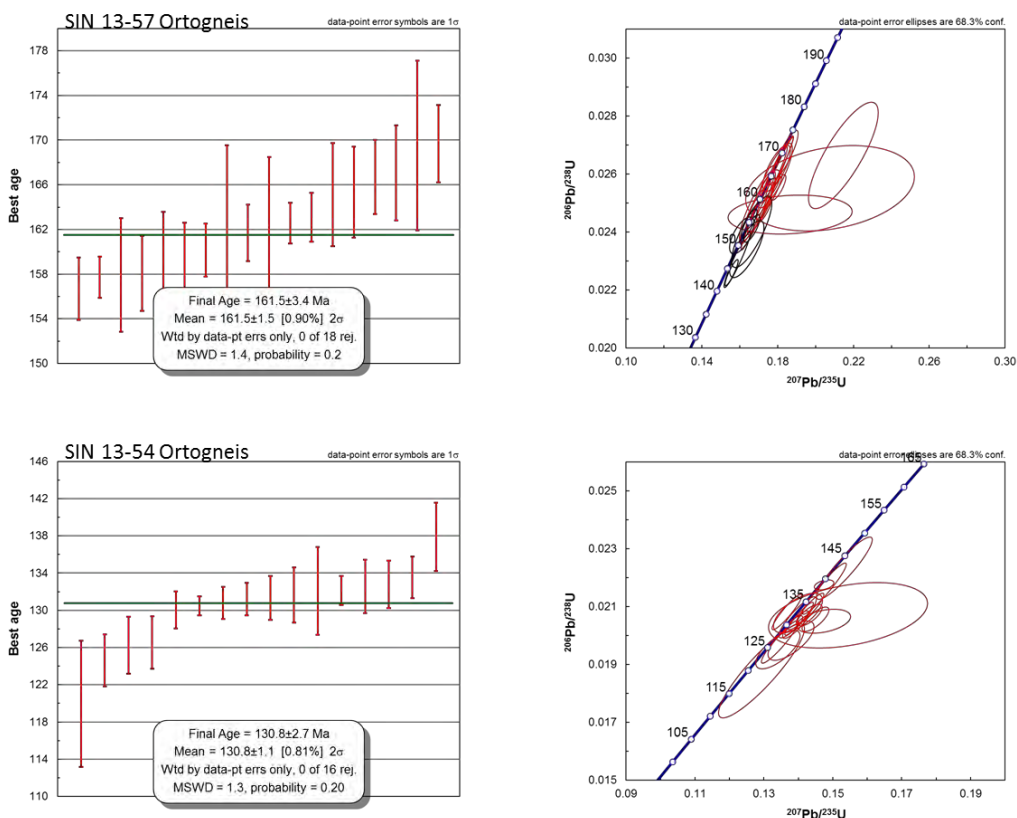


Figura 69. Se muestran los diagramas *TuffZic Age* y de concordia para las muestra SIN 13-57 y SIN 13 54 (ortogneises).

Paragneis SIN 12-04, fechamientos por zircones detríticos

Otra muestra analizada por LA-MC-ICPMS fue un paragneis (SIN 12-04) colectado en las cercanías del poblado del El Recodo. De esta muestra se separaron alrededor de 100 zircones de los cuales se midieron 58 cristales. Algunos cristales se perdieron durante el proceso para montarlos en la briqueta y particularmente durante el pulido. Lo anterior se debe a la diferencia en cuanto a tamaño y espesor en los zircones, cuando algunos ya han alcanzado el nivel de pulido adecuado, otros requieren aún mayor pulido. En virtud de esto, para obtener un pulido adecuado de los zircones más grandes en ocasiones se pierden los más pequeños. Para eliminar estos efectos es recomendable que se monten solo zircones

mayores a 100 micras. Los resultados de esta medición se muestran en el histograma de la figura 70. Este histograma está construido representando en el eje de las abscisas la edad y en el eje de las ordenadas la probabilidad relativa de ocurrencia de los zircones con base en la abundancia de los mismos en la muestra.

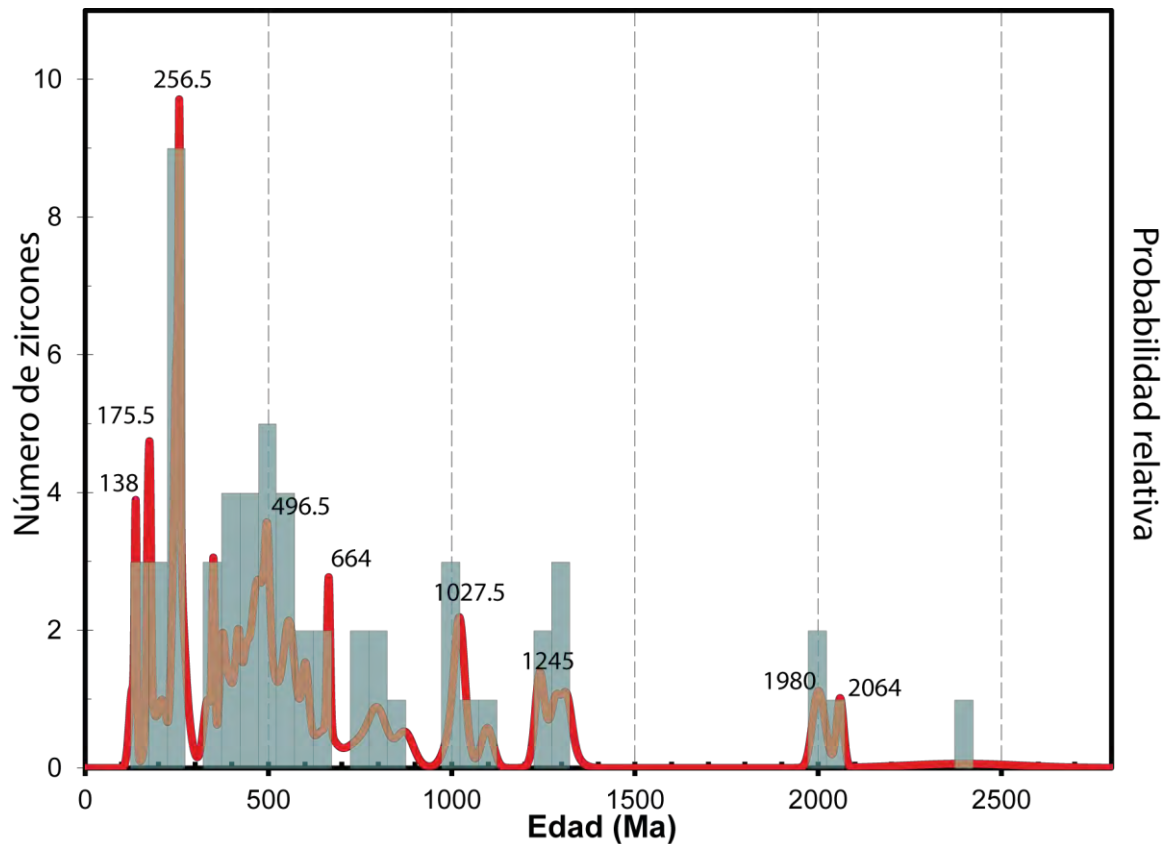


Figura 70. Diagrama de probabilidad relativa para zircones del paragneis SIN 12-04 en Ma. Los rectángulos azules representan el número de zircones contenido en cierto intervalo de edad. La línea roja representa que tantas poblaciones existen en dicho intervalo de edad.

De esta gráfica se desprenden los resultados de los zircones detríticos del paragneis, que proviene de un protolito sedimentario con aporte de distintas fuentes. La máxima edad de depósito está controlada por los zircones más jóvenes encontrados en la muestra. Sin embargo, al observar la tabla son solo dos zircones (128 y 138 Ma), por debajo de 171 Ma. Para que una interpretación por zircones detríticos sea sólida debe tener al menos 3 datos. Si tomamos en cuenta que estos paragneis están intrusionados por cuerpos de 130.8 ± 2.7 Ma (ortogneis SIN 13-54) y 161.5 ± 3.4 Ma (ortogneis SIN13-57) podemos sugerir que es más congruente una edad máxima de depósito para el paragneis de alrededor de 171 Ma.

Es importante señalar que cuando se miden zircones detríticos no se puede corregir las edades sacando algunos datos de la estadística (*out layer*), como se puede realizar en una roca magmática. En este sentido, un valor anómalo obtenido en la medición de zircones detríticos es crítico, pues altera severamente las posibles interpretaciones. Sin embargo, dado el contexto geológico y las relaciones de campo obtenidas, en ocasiones se pueden discriminar algunos datos, más si estos datos no superan tres repeticiones.

Método $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en carbonatos

Como ya se mencionó en el capítulo “Geología del área de estudio”, el metamorfismo de la metacaliza, ubicada en los alrededores del poblado El Mármol, no es homogéneo. Esto facilitó la toma de una muestra (SIN 12-07, Fig. 71) con el menor grado de alteración o recristalización posible. Para este método se debe verificar que la muestra no este dolomitizada o afectada por eventos secundarios que pudieran alterar la relación isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.



Figura 71. Se observa la cantera en las cercanías del poblado El Mármol. En el recuadro fotografía de detalle de los estratos de caliza (muestra SIN 12-07).

Una vez colectada la muestra se pulverizó y se separó usando columnas de intercambio iónico (con resina *SR SPEC*), diferentes a las utilizadas en las otras separaciones. Estas

columnas funcionan con agua MQ, ácido 3N HNO₃, 8N HNO₃ y 0.3 HNO₃. El estroncio se midió en el LUGIS (Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica). Una vez obtenida la relación ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr se comparó con las curvas que representan la variabilidad de dicha relación isotópica en el agua de mar a lo largo del tiempo geológico (Fig. 72) (McArthur *et al.*, 2001). El resultado de la medición fue un ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr de 0.706881 ± 33. (±1σ_{abs}, n = 58). Como se puede observar (Fig. 72) este valor de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr tiene dos intersecciones con la curva de evolución del Sr en el agua de mar. La primera intersección correspondería a una edad de ~155 Ma, mientras que la segunda intersección corresponde a una de ~163 Ma. Sabemos que esta unidad cubre al gabro que aflora en la carretera 15 (SIN 13-54), y este gabro a su vez intrusión a los metasedimentos con máxima edad de depósito en ~171 Ma (paragneis SIN 12-04). Debido a que el gabro ya tenía que haberse exhumado para tener el contacto deposicional con la caliza, me inclino a pensar que la edad de 155 ± 2.0/-0.5 Ma que corresponde al Jurásico Tardío (*Kimmeridgian*) es la edad más congruente para esta unidad. Inclusive sería relacionable con las Formación Zuloaga que afloran hacia el Este (Zacatecas) (SGM, 2000). La edad se calculó con el programa LOWESS, versión 3 (McArthur *et al.*, 2001).

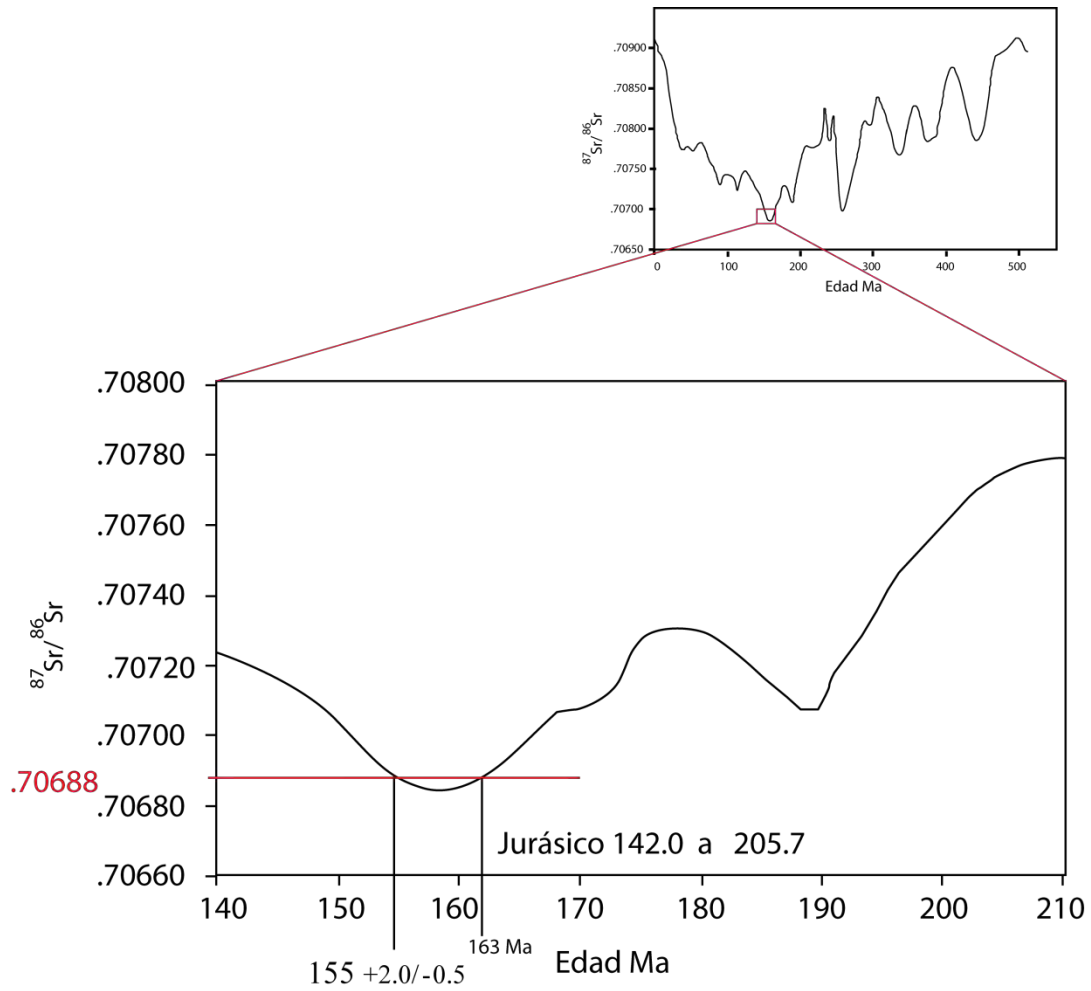


Figura 72. Diagramas de variación de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en el agua de mar con respecto al tiempo (McArthur *et al.*, 2001). La edad de $155 \pm 2.0/-0.5$ ya incluye el error de la medición y de la comparación con la curva.

Fechamientos indirectos

Una de las unidades más controversiales respecto a su edad, es el gabro perteneciente al complejo máfico, fechado previamente en 133.8 ± 3 y 138.6 ± 3.1 Ma por K-Ar en hornblendas (Henry y Fredrikson, 1987). Recordemos que esta unidad está rodeada por rocas batolíticas. Aunque no se logró ver ningún cuerpo batolítico intrusionandola, se sugiere en contacto con rocas batolíticas, probablemente a la Granodiorita La Noria o Tonalita San Marcos. Otro aspecto a considerar es el metamorfismo sufrido por el complejo máfico y los metasedimentos que lo encajonan. El gabro probablemente intrusionó a los sedimentos antes del metamorfismo de estos. Ambas unidades sufrieron el mismo recalentamiento y se tienen documentados minerales metamórficos en los metasedimentos (esquistos, paragneis) como andalucita y sillimanita, lo cual podría significar debido al amplio espectro de temperatura que cubren dichas fases, que el aumento de temperatura podría haber alcanzado los 600°C dependiendo de la presión. En este sentido se podría pensar en una rehomogenización isotópica parcial de los cristales de hornblenda usados anteriormente para fechar los gabros, ya que tampoco otorgan la edad reportada para el metamorfismo de los sedimentos (94 Ma, Cuellar *et al.*, 2012). Se ha reportado que las metacalizas están en contacto deposicional sobre los gabros al norte del poblado de El Mármol (Henry y Fredrikson, 1987). En virtud de esto y si consideramos que en este trabajo se fecharon en 155 Ma se puede hacer la consideración que los gabros ya existían para esa época.

De las observaciones de campo en este trabajo se infiere que los gabros intrusionan al complejo metasedimentario, que muy probablemente (ver discusión, fechamientos por zircones detríticos) poseen una máxima edad de depósito de 171 Ma, lo cual constreñiría la edad de los gabros entre dichas edades (155 y 171 Ma). Con los fechamientos previos, actuales y las anteriores consideraciones se propone una columna estratigráfica para la zona de estudio (Fig. 73).

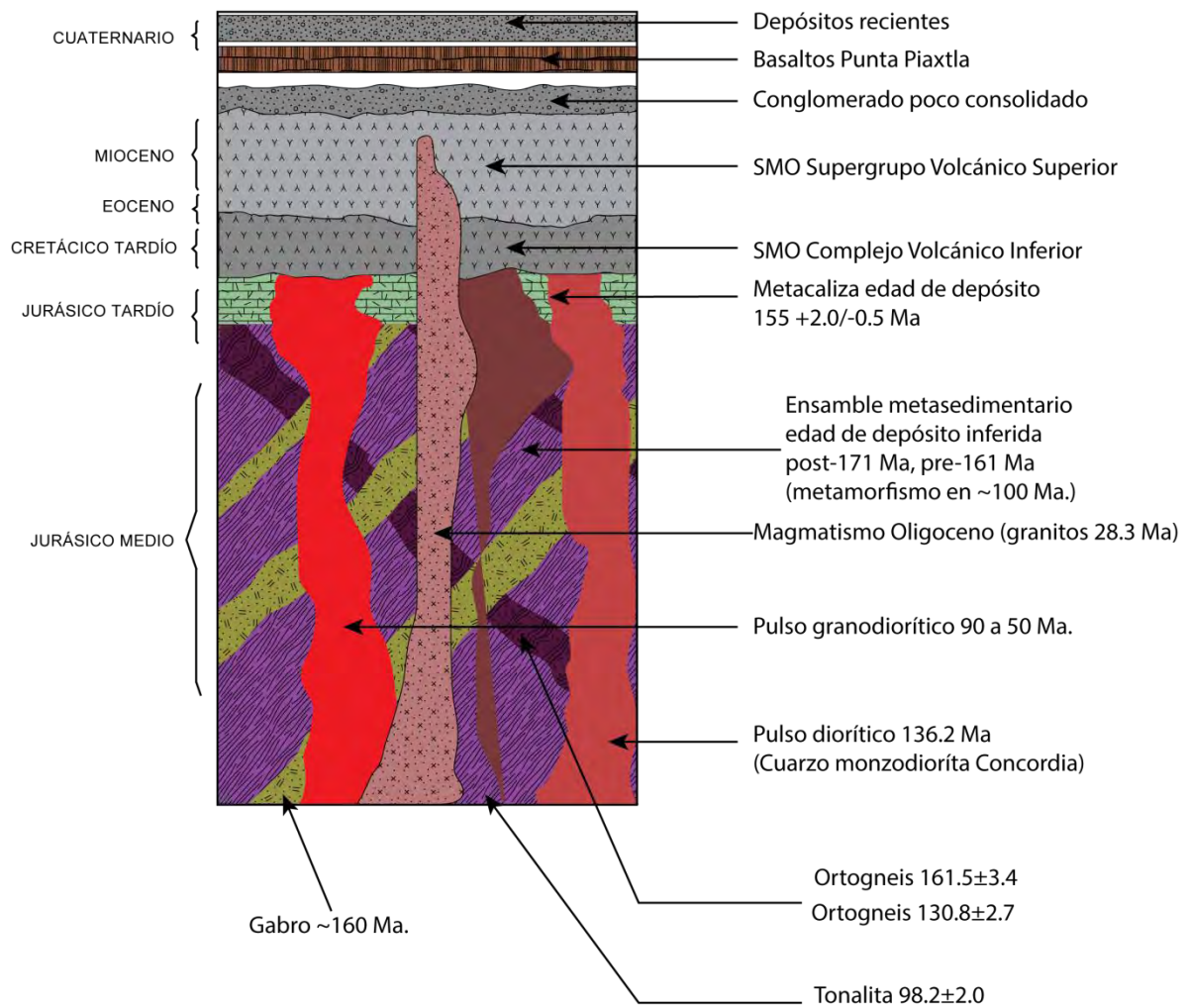


Figura 73. Columna estratigráfica para la zona de estudio.

Discusión

En este trabajo se actualizaron e incrementaron esencialmente los datos geoquímicos y geocronológicos para el área de estudio. En este capítulo se discuten las discrepancias entre los trabajos previos comparándolos con los nuevos datos presentados en este estudio. Se irán desglosando los temas en orden ascendente desde las rocas de basamento hasta las unidades más jóvenes.

Las rocas que forman el basamento del área de Mazatlán esencialmente están representadas por la unidad metasedimentaria, la cual incluye esquistos, filitas, paragneis y calizas recristalizadas (El Mármol). Debido a su génesis el fechamiento de los esquistos, que tienen como protolito areniscas de grano fino a medio, solo puede ofrecer una edad máxima de sedimentación (analizando sus zircones detríticos por U-Pb). De ahí se desprendió una edad máxima de depósito de 171 Ma. Intrusionando a esta unidad se encuentran los ortogneises fechados en este trabajo en 161.5 ± 3.4 Ma y en 130.8 ± 2.7 Ma.

Una primera conclusión a este respecto es que la unidad metasedimentaria efectivamente posee una edad de sedimentación entre 163 y 171 Ma. Fue intrusionada por varios cuerpos ígneos, algunos de 161 Ma y otros más jóvenes de 131 Ma. Todo el ensamble incluyendo la metacaliza sufrió el metamorfismo reportado entre 96 y 100 Ma, registrado en las micas de los metasedimentos (Cuéllar-Cárdenas *et al.*, 2012).

Gneiss Tamacochi

Esta unidad se fechó en 130.8 ± 2.7 Ma (SIN 13-54, Fig. 69) y posee una composición mineralógica granítica (Fig. 21), sin embargo, se encuentra emplazada dentro de la unidad metasedimentaria. En edad es muy similar al nuevo fechamiento obtenido para la Cuarzo monzodiorita Concordia (SIN 12 -11). Si observamos el diagrama ϵNd vs $^{87}Sr / ^{86}Sr$ se nota cierta cercanía con la mayoría de las rocas graníticas del Batolito de Sinaloa (Fig. 63) y en las edades modelo solo es 100 Ma más antigua que la mayoría de dichas rocas graníticas. Su posición en el diagrama TAS (Fig. 54) es bastante similar a las muestras SIN 13-41 (La Noria) y SIN 13-43, ambas de composición granodiorítica. La interpretación de esta unidad

es que se trata de un magmatismo relacionable al Batolito de Sinaloa, como se ve en los distintos diagramas de geoquímica e isotopía, pero posiblemente emplazado a un nivel estructural más profundo y posteriormente milonitizado.

Complejo Máfico

Los gabros que intrusionan a la unidad metasedimentaria se habían reportado con una edad de 134 Ma y se encuentran sobreyacidos deposicionalmente por la metacaliza anteriormente considerada aptiana (110 Ma) (Henry y Fredrikson, 1987). Sin embargo, como se menciona en el capítulo de geocronología la meta-caliza fue fechada en este trabajo en 155 Ma lo que sugiere que los gabros ya existían para esa edad y si intrusionan a la unidad metasedimentaria su edad estaría acotada entre 155 y 171Ma. Una hipótesis para esta discrepancia sugiere una pérdida parcial de Ar en las hornblendas analizadas en estudios previos a causa de eventos térmicos posteriores.

Complejo Máfico (Isotopía)

La isotopía de esta unidad máfica (gabros) fue generada a partir de las muestras colectadas en dos localidades (ver mapa Fig. 10). Los resultados isotópicos ofrecen valores de ϵNd de 1.4 y 2.8, los cuales no son tan positivos como se esperaría para una roca gabroica. En trabajos previos se obtuvieron ϵNd de 1.4 y 2.2 para gabros (Arredondo- Guerrero, 2004) y se interpretaron como intrusivos asociados al inicio de la subducción. En el caso de ser relacionados a la subducción, los valores de ϵNd se esperarían con una afinidad hacia el arreglo del manto, sin embargo, se encuentran muy cerca de la composición condrítica. Esto puede deberse a distintos factores; como una contaminación por un agente cortical, la fusión de un manto litosférico subcontinental o un manto no tan empobrecido.

Otro factor a considerar, en el contexto de una contaminación, son las edades modelo. Estas difieren más de 1000 Ma con respecto a la edad de emplazamiento (Tabla 3). En trabajos previos se obtuvieron edades modelo (calculadas con valores del manto empobrecido de Liew y Hofmann , 1988) de 788 y 1062 Ma (Arredondo- Guerrero, 2004), en comparación

con las de este trabajo resultan más jóvenes pero siguen presentando esta amplia diferencia entre edad modelo y la de emplazamiento. Con lo anterior considero que una posibilidad es que rocas de basamento contaminaron considerablemente este primer pulso magmático, como se espera de un magma que asciende por primera vez en una corteza. En virtud de lo anterior, la componente que contaminó este primer pulso tuvo que tener una alta afinidad cortical y una edad modelo antigua, estos dos factores influyeron en la geoquímica isotópica actual de los gabros.

Cuarzo monzodiorita Concordia

Uno de los datos más discrepantes en este estudio fue el fechamiento de la unidad Cuarzo monzodiorita Concordia previamente englobada dentro del polígono de la Granodiorita Concordia (Henry y Fredrikson, 1987). Dichos autores en su texto hacen una leve distinción entre la Granodiorita Concordia que aflora en los alrededores de dicho municipio y cuerpos más pequeños cuarzo-monzoníticos más al Sur. Sin embargo, los incluyeron en una misma unidad. La edad obtenida en este trabajo de $136.18 \pm 0.72/-0.65$ Ma, lo convierte en un pulso no reportado para el Batolito de Sinaloa. Al tomar datos estructurales de este cuerpo se observó que existe una familia de fracturas (Fig. 31) E-W inclinando al E en promedio 30° , que no está presente en las rocas circundantes. Al parecer estas fracturas son tectónicas y también se encuentran en las tonalitas de 100 Ma, (Fig. 28) y en los gabros de ~ 160 Ma (Fig. 22). De los datos colectados solo se encontró esta familia de fracturas en los cuerpos intrusivos mayores a 100 Ma.

Respecto a su isotopía la cuarzo-monzodiorita SIN 12-11 tiene un valor positivo de $\epsilon\text{Nd} (i) = 2.9$, este valor se separa bastante de las demás rocas analizadas (entre -1.4 a 1.4), inclusive si la comparamos con la muestra SIN 12-12 ($\epsilon\text{Nd} (i) = 0.4$) colectada a menos de dos kilómetros de SIN 12-11 ($\epsilon\text{Nd} (i) = 2.9$), los valores se distinguen por dos unidades $\epsilon\text{Nd} (i)$ (Fig. 63). Otra muestra colectada dentro de la Granodiorita Concordia es la SIN 12-46 y difiere aún más con un valor de $\epsilon\text{Nd} (i) = -1.4$.

El Batolito de Sinaloa

Parte de las conclusiones de este trabajo están orientadas a establecer que el magmatismo que originó al Batolito de Sinaloa fue continuo desde el Jurásico Tardío hasta el Oligoceno. Este magmatismo fue causado por la subducción de la extinta placa Farallón, teniendo varias etapas a lo largo de su registro geológico, cada vez mejor documentadas. En general los trabajos previos separan estas etapas como pretectónica, sintectónica y postectónica; con composiciones máficas, tonalíticas y granodioríticas en este mismo orden (Henry y Fredrikson, 1987).

En un contexto más regional se ha documentado que el Batolito de Sinaloa forma parte del magmatismo relacionado al batolito peninsular (Peninsular Ranges) que se extiende desde la Sierra Nevada (California, EUA) y también se puede seguir a lo largo de Baja California, Sonora, llegando hasta el estado de Nayarit. En algunos de estos lugares se han reconocido gabros, tonalitas y granodioritas, los cuales, extrapolando dichos afloramientos se pueden unir formando cinturones de dichas litologías (Gastil, 1983). Estudios más recientes en Baja California, sugieren la presencia en el Jurásico Medio de dos arcos activos simultáneamente, uno oceánico y otro continental, acrecionados en el Cretácico Temprano al continente (Schmidt y Paterson, 2002; V.A. Valencia *et al.*, 2006).

En un contexto temporal, el magmatismo o los inicios de este (pulso gabroico) causado por la placa Farallón subduciéndose debajo de la placa Norteamericana inició desde el Norte (Sierra Nevada) y continuó hacia el Sur - Sureste. En las demás unidades (tonalitas y granodioritas), no es tan evidente esta continuidad del magmatismo hacia el Sur-Sureste ya que dichos pulsos poseen una longevidad muy prolongada, por ejemplo, para la zona de estudio los pulsos granodioríticos y graníticos pueden cubrir un periodo de 100 Ma inclusive simultaneo en varias regiones. También influyen los diferentes terrenos y basamentos en los cuales se emplazaron o atravesaron durante su ascenso, estos son diferentes a lo largo de toda la trinchera (Farallón-Norteamérica). Es preciso mencionar que no todos los gabros englobados en los cinturones propuestos por Gastil (1983) o los dos arcos Jurásicos acrecionados (Valencia *et al.*, 2006) pertenecen al mismo proceso, ya que los gabros en la Isla María Magdalena recientemente estudiados (Villanueva-Lascurian *et*

al., 2013) probablemente poseen una génesis MORB y edades muy distintas menores a 20 Ma.

Edades de enfriamiento

En cuanto las edades de enfriamiento para la zona de estudio estas se pueden esbozar con fechamientos realizados en las mismas unidades con diferentes minerales. Inclusive de forma regional también se han hecho comparaciones de estas diferencias de edad en distintos minerales sugiriendo implicaciones tectónicas (Gastil, 1983). Los análisis realizados con fines geocronológicos en el área de estudio han sido por K-Ar en biotitas y hornblendas (Henry y Fredrikson, 1987), por Ar-Ar en biotitas, hornblenda, plagioclasa y matriz (Ferrari *et al.*, 2013) y en zircones (Henry *et al.*, 2003; Cuellar *et al.*, 2012; Ferrari *et al.*, 2013 y este trabajo). En general, para los estudios realizados en plutones del Batolito de Sinaloa se han reportado edades congruentes, esto es, que la edad más antigua es la del zircón luego la edad de la hornblenda y al final la edad de la biotita. Sin embargo, en ocasiones la diferencia de edad entre un mineral y otro (usualmente hornblenda y biotita) están dentro del mismo intervalo tomando en cuenta el error (edades concordantes). En su trabajo Henry *et al.* (2003) reportan 21 de 34 muestras con esta característica. En otros casos las edades no son congruentes siendo la edad de la biotita mayor que la de la hornblenda. Algunos análisis de U-Pb en zircones han reportado edades 1.5 Ma mayores en zircones (Ferrari *et al.*, 2013) que en biotitas y plagioclasas (McDowell *et al.*, 1977) en domos de composición riolítica, dicha diferencia en rocas extrusivas es anómala. En Ferrari *et al.* (2013) se interpretan dichos análisis en zircones (15) como antecristales incorporados al magma como zircones heredados por fusión de la corteza, sin embargo, también deberían existir zircones no heredados dada la composición de dicho domo, por lo tanto, me inclino a pensar que es una rehomogenización isotópica de la biotita y plagioclasa, lo que genera la diferencia de edades o bien los errores de las mediciones comprometen dichas interpretaciones. Las heterogeneidades antes mencionadas en plutones y en rocas volcánicas indican la gran actividad magmática e hidrotermal del área de estudio. Para el caso de los plutones son varios factores los que influyen en las diferencias de edad entre distintos minerales, el tamaño de la intrusión y el nivel de emplazamiento son factores que

pueden generar estas heterogeneidades. También las intrusiones posteriores de grandes volúmenes de magma pueden rehomogenizar la isotopía de algunas fases (biotita y hornblenda) resultando luego en edades diferentes. En conclusión, para el área de estudio, debido a su compleja historia térmica los fechamientos en minerales como hornblendas y micas, deben tomarse con reservas.

Geoquímica

Tomando en cuenta las observaciones anteriormente expuestas, a continuación se exponen algunas aportaciones a este modelo, con base en los datos geoquímicos obtenidos en este trabajo.

Los pulsos granodioríticos relacionados a la subducción para esta área se pueden detectar desde principios del Cretácico (136 Ma). Este magmatismo fue continuo hasta los alrededores del Albiano-Cenomaniano (100 Ma) cuando se emplazan los pulsos tonalíticos. El cambio composicional puede estar ligado al aporte de un nuevo pulso magmático menos evolucionado que originó el pulso tonalítico. Este cambio en el magmatismo al parecer está ligado a la etapa de mayor compresión y a la acreción del Arco Calmalli (Valencia *et al.*, 2006), debido a que la mayoría de los plutones tonalíticos se encuentran foliados junto con algunos muy puntuales y escasos granodioríticos.

Después y hasta los 25 Ma hubo una gran actividad magmática félsica que incluye las raíces de la SMO (ambos complejos). El magmatismo batolítico fue de tal magnitud que traslapó varias intrusiones. Los cuerpos más jóvenes alteran los ya emplazados haciendo compleja su distinción. Se puede observar al graficar todos los datos geoquímicos (trabajos previos y el actual) para rocas intrusivas en un diagrama TAS, involucrando las edades, que existe una tendencia de las rocas pretectónicas (>100Ma) y sintectónicas (75-100 Ma) que sitúa a la mayoría de las muestras con valores de sílice entre 59% y 63%. Mientras que para las rocas más jóvenes de 75 Ma la mayoría se ubica por arriba de 63% de sílice (Fig. 74).

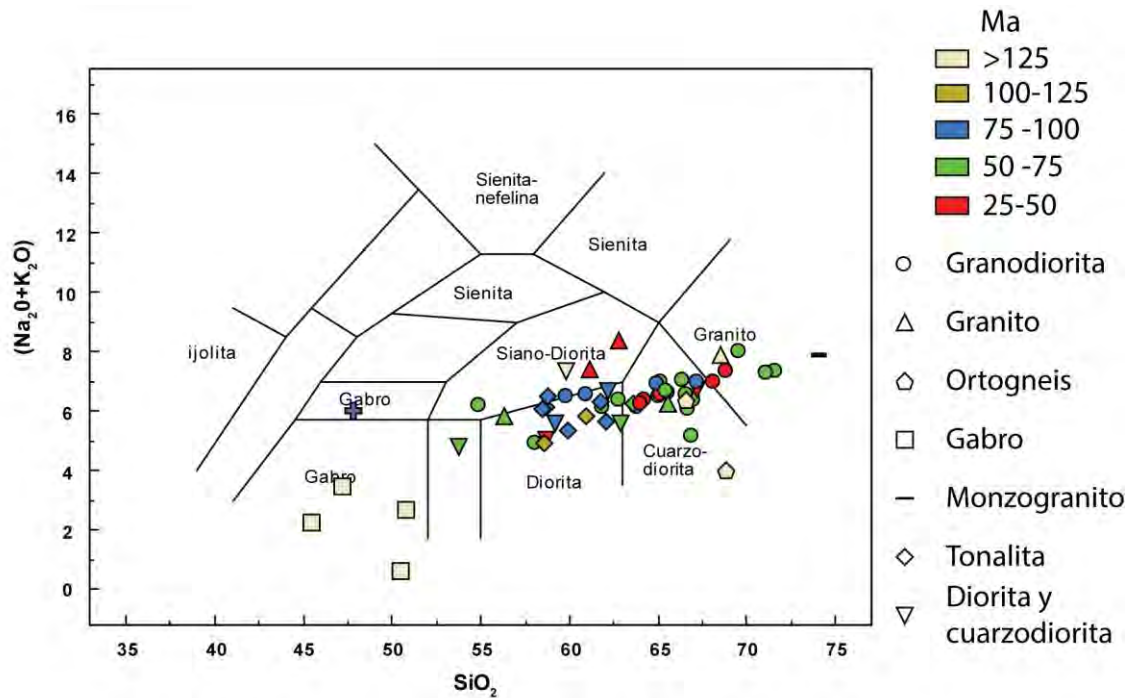


Figura 74. Diagrama TAS para todas las muestras en trabajos previos (Henry *et al.*, 2003) y el actual. Se observa una incipiente tendencia de las rocas mayores a 75 Ma hacia el campo diorítico y las más jóvenes hacia los campos cuarzo-dioríticos y graníticos.

Comparando el Batolito de Sinaloa con otros batolitos como el de Puerto Vallarta, ambos presentan grandes similitudes geoquímicas e isotópicas. En ambos batolitos son comunes los cuerpos granodioríticos y tonalíticos, las edades modelo obtenidas en dichos cuerpos (Schaaf, 1990), así como la relación ϵNd vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ son muy similares. Una marcada diferencia son las edades, las reportadas para el Batolito de Vallarta son más jóvenes entre 80 y 90 Ma lo cual es congruente con el hecho que el magmatismo migró con una dirección NW-SE, emplazando rocas cada vez más jóvenes hacia el SE. Por lo anterior se puede mencionar que las rocas ígneas intrusivas del Batolito de Sinaloa y del Batolito de Vallarta, aparte de compartir la génesis por subducción relacionada a la placa Farallón también se emplazaron y/o atravesaron un basamento en común (edades modelo de Nd parecidas).

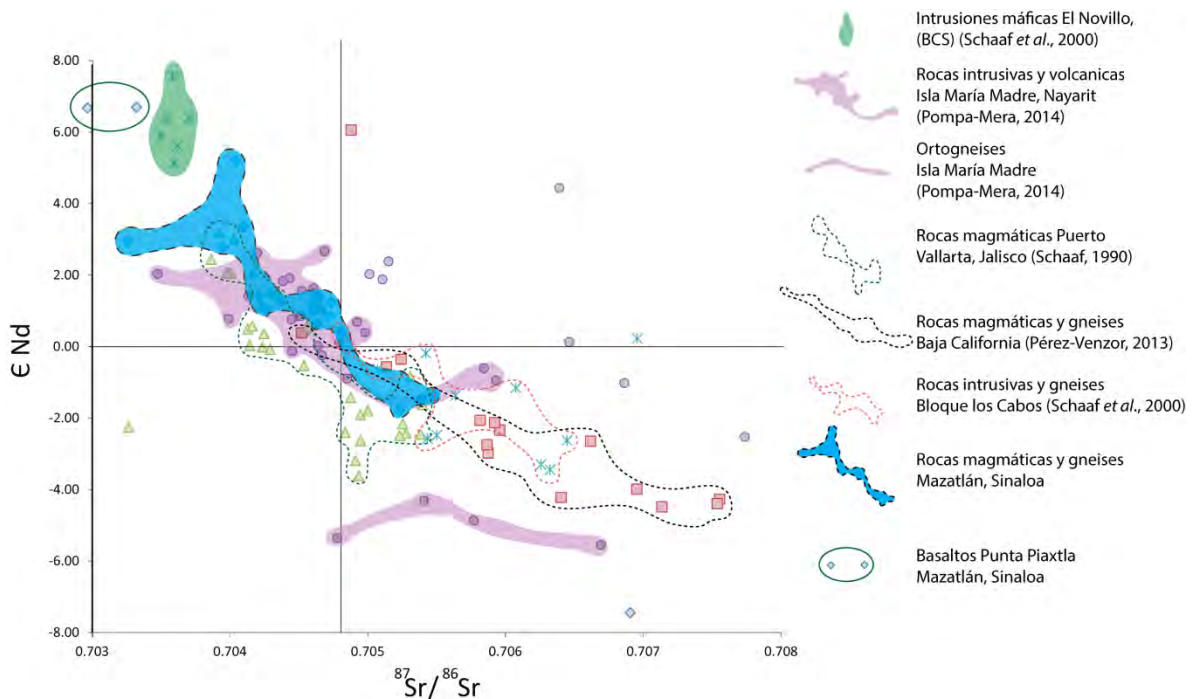


Figura 75. Diagrama ϵNd vs $^{87}Sr/^{86}Sr$ (iniciales) de estudios previos para las zonas de Sonora, Puerto Vallarta, Sinaloa, Islas Marías, Baja California Sur.

Al comparar los datos isotópicos iniciales generados para el NW de México; Puerto Vallarta, Sinaloa (área de Mazatlán), Islas Marías, Baja California Sur en los últimos años, se puede observar una compatibilidad en el diagrama ϵNd vs $^{87}Sr/^{86}Sr$ para las rocas de Puerto Vallarta, Mazatlán (y sus alrededores) e Islas Marías (Fig. 75). En general se observa que las muestras analizadas en dichas áreas definen una tendencia abarcando tanto el cuadrante de afinidad mantélica como el cuadrante de afinidad cortical. Las rocas del Bloque Los Cabos, poseen una tendencia más cercana hacia una fuente con afinidad cortical. Dicha tendencia de las rocas en Baja California sugiere una mayor contaminación por componentes corticales. Inclusive si graficamos solo las rocas intrusivas en el diagrama ϵNd vs $^{87}Sr/^{86}Sr$ podemos observar un alineamiento bien marcado (Fig. 76, línea azul) y se distinguen dos grupos: las rocas granodioríticas y tonalíticas con afinidad mantélica y las mismas litologías con afinidad cortical. Se distingue un grupo con tonalitas y gabros-hornblenditas de El Novillo (BCS) y La Paz poseen una firma isotópica parecida con la afinidad mantélica más pronunciada de todas las muestras investigadas (Fig. 76). Comparando las tonalitas en Puerto Vallarta y Mazatlán estas se pueden dividir en dos grupos; uno con ligera firma mantélica y otro con firma cortical muy afín isotópicamente a las rocas de Baja California.

Para las rocas graníticas ocurre algo similar, comparando solo Mazatlán y Puerto Vallarta, existe un grupo con afinidad cortical y otro con afinidad mantélica. También en trabajos previos se reporta un granito deformado en el Bloque los Cabos en la localidad de Cajoncito (Schaaf *et al.*, 2000) cuya posición coincide en el diagrama de ϵNd vs $^{87}Sr/^{86}Sr$ con el ortogneis SIN 13-54 cuyo protolito corresponde a una roca granítica. La edad modelo de Nd para el granito deformado en el Bloque Los Cabos es de 1.2 Ga y la del ortogneis SIN 13-54 es de 812 Ma (ambas calculadas con los prametros de manto embrobrecido de Schaaf, 1990). Ambas muestras podrían ser correlacionables en un contexto magmático, sin embargo, la diferencia en sus edades modelo de Nd podría sugerir que este magma atravesó diferente basamento.

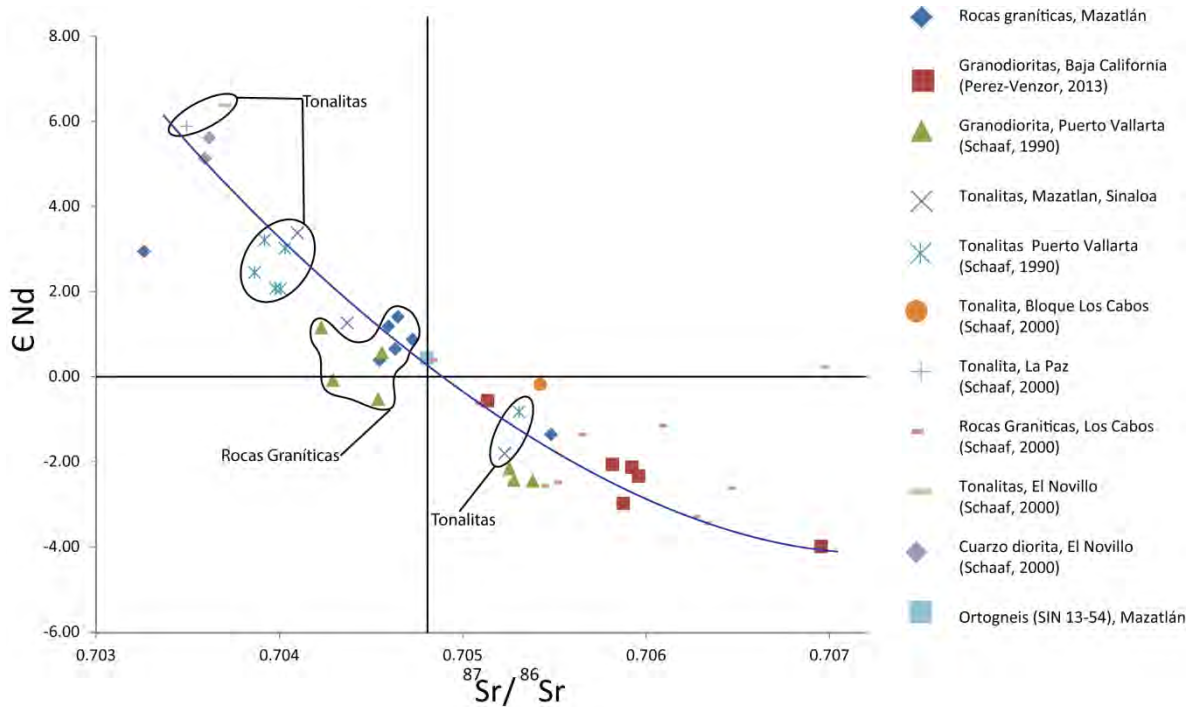


Figura 76. Diagrama ϵNd vs $^{87}Sr/^{86}Sr$ (iniciales) de las rocas intrusivas para el NW de México (Puerto Vallarta, Mazatlán y sus alrededores, Baja California Sur)

Estos grupos bien definidos son vestigio del magmatismo causado por la subducción de la placa de Farallón el cual generó dos cinturones NW-SE (Gastil, 1983), en algunas latitudes muy cercanos entre ellos, donde las rocas pertenecientes al magmatismo Este se contaminaron en menor medida que las rocas hacia el cinturón Oeste que posteriormente se separó del continente formando lo que hoy en día es Baja California. Prueba de esta mayor contaminación se refleja en las edades modelo más antiguas (alrededor de 1 Ga) en las

rocas de Baja California así como su afinidad cortical, mientras que las rocas en el borde continental correspondiente a Mazatlán y Puerto Vallarta las edades modelo de Nd son más jóvenes (entre 600 y 900 Ma) y presentan afinidad mantélica, con algunas excepciones en Puerto Vallarta donde también hay algunas rocas con edades modelo de 1Ga. Las rocas que comparten las firmas isotópicas en el diagrama ϵNd vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ posicionadas hoy día tanto en Baja California como en Mazatlán podrían representar pequeños bloques no separados del continente donde los cinturones eran más cercanos. Ejemplo de esto son algunas rocas graníticas tanto en Puerto Vallarta como en los alrededores de Mazatlán las cuales presentan gran afinidad con las rocas de Baja California.

Modelo Tectónico

Se ha interpretado que el máximo estadio compresivo para la zona de estudio fue alrededor de los 100 Ma, esto quedó registrado en las tonalitas foliadas. A partir de ese momento el ángulo de subducción en la zona de Benioff aumentó debido a que ya existía una raíz batolítica. En este tiempo es cuando se ha propuesto el choque del arco de islas Alisitos contra el arco continental (Schmidt y Paterson, 2002; Valencia *et al.*, 2006). El cambio de ángulo migró el arco hacia el Oeste de forma gradual, generando un segundo cinturón NW-SE.

Otro factor que influyó en el aumento del magmatismo hasta su punto máximo del Eoceno-Oligoceno es el espesor de la placa Farallón y el gradiente térmico. Conforme la dorsal se acercó cada vez más a la trinchera, esto causó que el espesor de la placa fuera cada vez menor y la placa subducida aumentara su temperatura (Fig. 77). En algún punto comprendido en este periodo ocurrió el desprendimiento del *slab*, lo que ocasionó que el manto astenosférico subiera y se elevara la temperatura (Fig. 77). Esto pudo fundir parte de la corteza inferior generando los magmas félsicos del último pulso de la SMO entre 32 y 18 Ma.

Los vestigios de los plutones y rocas volcánicas (~ 80 Ma) del cinturón Oeste son los reportados en las Islas Mariás (Pompa- Mera *et al.*, 2013), o Baja California Sur (Schaaf *et al.*, 2000; Pérez-Venzor, 2013). Inclusive se pueden observar similitudes litológicas y

estructurales en la Sierra San Pedro Mártir, Baja California Norte, donde se ha interpretado una zona de sutura entre el arco de islas (Alisitos) y las rocas del arco continental (Valencia *et al.*, 2006). Todo el conjunto expuesto en dicha Sierra, tonalitas foliadas, ortogneises, metasedimentos y granodioritas son muy semejantes a los descritos en este trabajo. En edad son más antiguos, ya que al reconstruir la paleogeografía del Golfo de California antes de la apertura, éstas rocas quedarían al norte de Mazatlán, lo que es congruente con la distribución del magmatismo temporalmente haciéndose más joven hacia el SE.

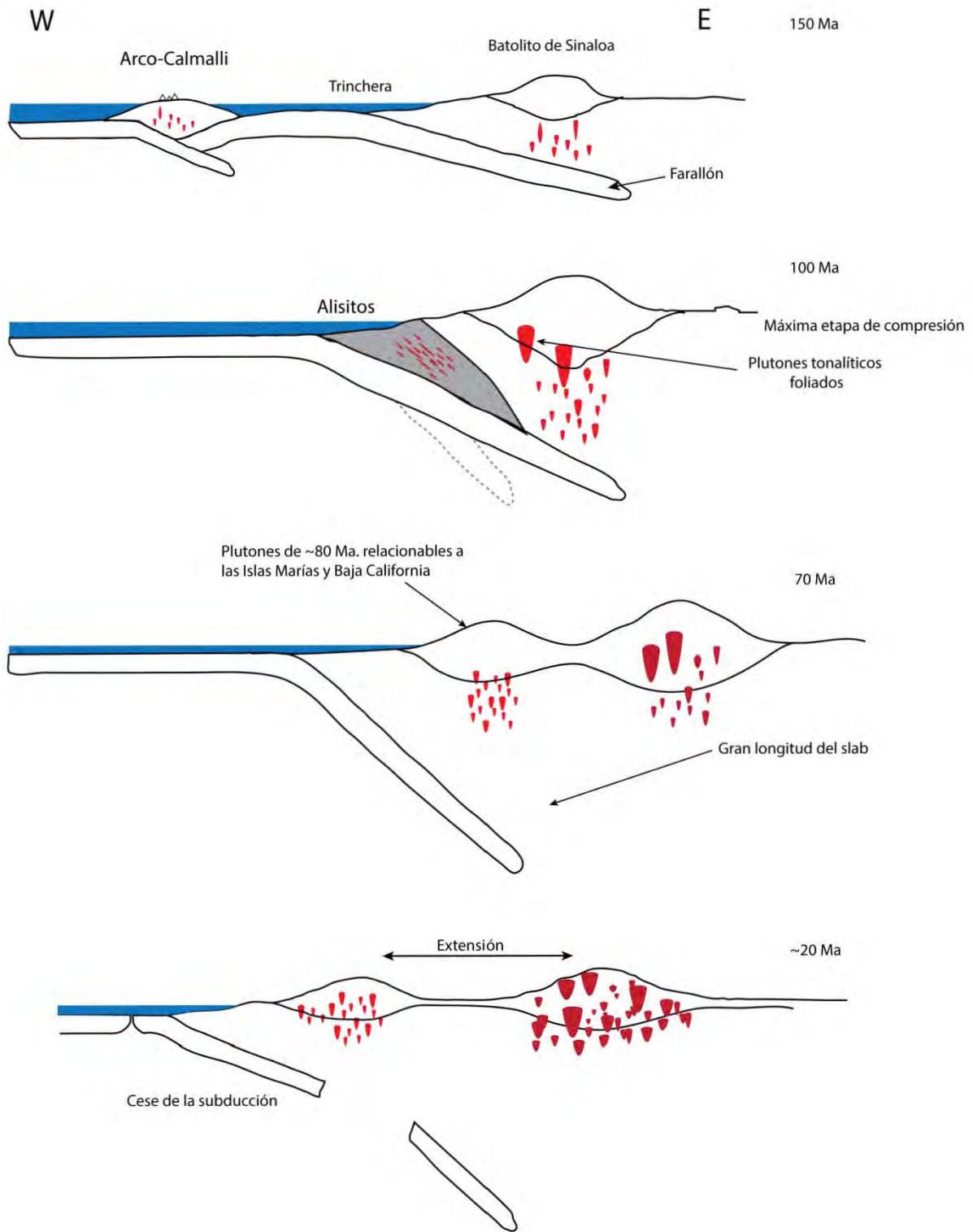


Figura 77. Diagrama esquemático del modelo de evolución tectónica para el NW de México.

Mesa de Cacaxtla

Como se mencionó en el capítulo de Unidades Litológicas, el magmatismo presente en la Mesa de Cacaxtla es consecuencia de la apertura del Golfo de California. Se puede interpretar como parte del sistema de fracturas de la corteza a causa del adelgazamiento y extensión cortical. Su firma geoquímica alcalina y la firma de elementos traza con afinidad de basaltos intraplaca es relacionable con un magma generado justo debajo de una corteza muy delgada la cual atravesó sin diferenciarse, incluso acarreando material del manto y de la corteza inferior como los xenolitos encontrados previamente descritos. Otros xenolitos muy similares petrologicamente son los reportados en la Isla Isabel (Housh *et al.*, 2010), 223 kilómetros al Sur de los reportados en este trabajo, ambos están contenidos en basaltos alcalinos. No se realizó una comparación ya que no existe geoquímica de elementos mayores o traza en roca total para los xenolitos de dicha isla. En los trabajos realizados por Housh *et al.* (2010) solo se analizaron puntualmente cristales de estos xenolitos. Sin embargo, los basaltos huésped Punta Piaxtla-Mesa Cacaxtla, son muy similares a los de Isla Isabel, con valores altos de MgO entre 9.7 y 10.7 wt% para los de la Isla Isabel y 7.6 wt% para la Mesa de Cacaxtla. Ambos presentan valores muy elevados de Cr (175 a 243 ppm en la Isla Isabel y 300 ppm en Cacaxtla). De lo anterior en conclusión son basaltos muy primitivos provienen de la parte superior del manto y tuvieron una leve contaminación debido a la delgada corteza que atravesaron para su emplazamiento.

Conclusiones

- 1) El basamento del área de Mazatlán está representado en su mayoría por esquistos, en facies de esquistos verde hasta anfibolita, cuyos protolitos en general se pueden asociar con areniscas de grano fino a medio. Sus fuentes de aporte se relacionan con rocas de alta afinidad cortical y sus edades de depósito quedan constreñidas entre 163 y 171 Ma. Debajo de estas rocas se propone la existencia de rocas no expuestas, que imprime edades modelo de Nd antiguas a las rocas batolíticas por la contaminación que éstas sufren al interactuar con dicho basamento, emplazarse en él, o por un reciclaje de la corteza.
- 2) Se fechó un ortogneis (163 Ma) cuyo protolito intrusionó a sedimentos, lo que representa la unidad más antigua fechada directamente en la zona de estudio. Existe evidencia que estas rocas se metamorfosearon alrededor de 100 Ma (edad de micas Cuellar *et al.*, 2012) y probablemente también a los 136 Ma, (intrusiones dioríticas, rehomogenización del sistema Ar-Ar en las hornblendas de los gabros) Esta roca también forma parte del basamento y su isotopía indica una firma mantélica.
- 3) La caliza recristalizada en el área de El Mármol y El Quelite tiene una edad de 155 \pm 0.5 Ma, obtenida con su isotopía de Sr y la comparación con la curva de evolución del Sr en el agua de mar. Dicha edad correlaciona a esta caliza con la formación Zuloaga.
- 4) Se estima una edad para los gabros entre 155 y 171 Ma. Su isotopía se encuentra hacia una composición condritica debido a una contaminación a causa las rocas de basamento y corteza por las cuales ascendieron y emplazaron. Dichas rocas de basamento alteraron la edad modelo de Nd para los gabros. Sus edades de emplazamiento varían de más jóvenes hacia el NW a más antiguas al SE.
- 5) El Batolito de Sinaloa es consecuencia directa de la subducción de la placa Farallón la cual operó y generó magmas desde el Pérmico-Triásico hasta el Oligoceno. Existe evidencia isotópica que separa dicho magmatismo en dos grupos, uno con firmas mantélicas, la mayor parte de este en Mazatlán y Puerto Vallarta; el otro con firmas que incluyen más componentes corticales principalmente en Islas Marías y Baja California.
- 6) Mediante el análisis isotópico de los xenolitos en Punta Piaxtla se recalculó un valor promedio para el manto empobrecido en esta región. Con este nuevo valor se realizó el cálculo de las edades modelo de Nd y como resultado de esto se obtienen edades más jóvenes comparadas con los cálculos que toman como base otros valores para el manto empobrecido de Schaaf (1990) y de Liew y Hofmann (1988). Esto sugiere

diferentes valores para la caracterización del manto debajo del NW de México y soporta la idea de una heterogeneidad del manto.

- 7) Las diferentes edades reportadas en distintos minerales de una misma roca perteneciente al Batolito de Sinaloa son consecuencia de eventos térmicos a causa de los grandes volúmenes de magma emplazado a lo largo de desarrollo y evolución del batolito. Dichos eventos térmicos rehomogenizaron total o parcialmente algunos de los sistemas isotópicos en minerales como biotita y hornblenda.
- 8) Existe registro de al menos dos grandes eventos térmicos; uno a alrededor de 135 Ma que afectó la isotopía de los gabros y coincide con el pulso de 136 Ma del Cuarzo-monzodiorita Concordia; y otro 100 Ma que quedó registrado en las micas de los metasedimentos que componen el basamento y coincide con el emplazamiento de grandes volúmenes de rocas tonalíticas y con la acreción del Arco Calmalli.

Trabajos a realizar

- a) Con el objetivo de afinar el modelo tectónico es conveniente fechar los gabros con algún método isotópico directo.
- b) Afinar la cartografía de la unidad Granodiorita Concordia (56 Ma) con el objetivo de separarla del Cuarzo-monzodiorita Concordia (136 Ma).
- c) Colectar más datos isotópicos hacia el norte de Mazatlán y en general del NW de México, para afinar el modelo de evolución atendiendo a la génesis de los magmas y del basamento.
- d) Hacer una comparación isotópica de los gabros relacionados a los cinturones magmáticos jurásicos y cretácicos.
- e) Analizar una población mayor de xenolitos en Punta Piaxtla y compararlos isotópicamente con los de la Isla Isabel y otras localidades de xenolitos en el NW de México con el objetivo de caracterizar mejor el manto para dicha zona. Esto servirá para establecer nuevos valores para el manto empobrecido.
- f) Rastrear otras localidades de basaltos relacionados a la apertura del Golfo de California con el objetivo de caracterizarlos geoquímicamente e isotópicamente, esto ayudará a una mejor comprensión de los procesos y temporalidad de la apertura de dicho golfo.

Bibliografía

Aranda-Gómez, J.J., Henry, C.D., Luhr, J.F., and McDowell, F.W., (2003), Cenozoic volcanic-tectonic development of northwestern Mexico; a transect across the Sierra Madre Occidental volcanic field and observations on extension-related magmatism in the southern Basin and Range and Gulf of California tectonic provinces, in *Geologic transects across Cordilleran Mexico: Guidebook for the field trips of the 99th Geological Society of America Cordilleran Section Annual Meeting*, Puerto Vallarta, Mexico: Mexico, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Publicación Especial 1, p. 71–121.

Aranda-Gómez, J. J., Henry, C. D., Ferrari, L., McDowell, F. W., y Valencia-Moreno, M., (2015), LA EVOLUCIÓN VOLCANOTECTÓNICA DEL NOROESTE DE MÉXICO DURANTE EL CENOZOICO: Una sección a lo largo de la autopista MEX 40D a través del campo volcánico de la Sierra Madre Occidental y datos acerca del magmatismo asociado a la extensión en la parte meridional de las provincias tectónicas de Cuencas y Sierras y del Golfo de California: Universidad Nacional Autónoma de México y el Centro de Geociencias.

Arredondo-Guerrero, (2004), Caracterización tectónica de las unidades pre-cenozoicas de la región de Mazatlán Sinaloa: Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geología, Tesis de maestría, p. 92.

Atwater, T., (1970), Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America: *Geological Society of America Bulletin*, v. 81, no. 12, p. 3513-3536.

Bonneau, M., (1970), Una nueva área cretácica fosilífera en el Estado de Sinaloa: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 32, no. 2, p. 159-167.

Bryan, S. E., y Ernst, R. E., (2008), Revised definition of large igneous provinces (LIPs): *Earth-Science Reviews*, v. 86, no. 1, p. 175-202.

Bryan, S. E., Orozco-Esquivel, T., Ferrari, L., y López-Martínez, M., (2014), Pulling apart the Mid to Late Cenozoic magmatic record of the Gulf of California: is there a Comondú Arc?: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 385, no. 1, p. 389-407.

Bustamante, M. A., 1991, Monografía geológico-minera del estado de Sinaloa, Consejo de Recursos Minerales.

Calmus, T., Pallares, C., Maury, R. C., Aguillón-Robles, A., Bellon, H., Benoit, M., y Michaud, F., (2011), Volcanic markers of the post-subduction evolution of Baja California and Sonora, Mexico: Slab tearing versus lithospheric rupture of the Gulf of California: *Pure and Applied Geophysics*, v. 168, no. 8-9, p. 1303-1330.

Campa, M. F., y Coney, P. J., (1983), Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20, no. 6, p. 1040-1051.

Centeno-García, E., Ruíz, J., Coney, P. J., Patchett, P. J., y Ortega-Gutiérrez, F., (1993), Guerrero terrane of Mexico: Its role in the Southern, Cordillera from new geochemical data: *Geology*, v. 21, no. 5, p. 419-422.

- Centeno-García, E., Guerrero-Suástegui, M., y Talavera-Mendoza, O., (2008), The Guerrero composite terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone: Geological Society of America Special Papers, v. 436, p. 279-308.
- Centeno-García, E., Busby, C., Busby, M., y Gehrels, G., (2011), Evolution of the Guerrero composite terrane along the Mexican margin, from extensional fringing arc to contractional continental arc: Geological Society of America Bulletin, v. 123, no. 9-10, p. 1776-1797.
- Cserna, Zoltan, 1961, Tectonic map of Mexico: Nueva York, Geol. Soc. America, escala 1:2,500,000.
- Cuéllar-Cárdenas, M. A., Nieto-Samaniego, Á. F., Levresse, G., Alaniz-Álvarez, S. A., Solari, L., Ortega-Obregón, C., y López-Martínez, M., (2012), Límites temporales de la deformación por acortamiento Laramide en el centro de México: Revista mexicana de ciencias geológicas, v. 29, no. 1, p. 179-203.
- Damon, P., Shafiqullah, M., Roldan-Quintana, J., y Cochemé, J., (1983), El batólito laramide (90–40 Ma) de Sonora: XV Convención Nacional de la Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México: Guadalajara, Jal., Memorias Técnicas, p. 63-95.
- Damon, P. E., Shafiqullah, M., y Clark, K. F., (1981), Evolución de los arcos magmáticos en México y su relación con la metalogénesis: Revista mexicana de ciencias geológicas, v. 5, no. 2, p. 223-238.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Orozco-Esquivel, T., Bryan, S. E., Duque-Trujillo, J., Lonsdale, P., y Solari, L., (2013), Late Oligocene to Middle Miocene rifting and synextensional magmatism in the southwestern Sierra Madre Occidental, Mexico: The beginning of the Gulf of California rift: Geosphere, v. 9, no. 5, p. 1161-1200.
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., y Bryan, S., (2007), Magmatism and tectonics of the Sierra Madre Occidental and its relation with the evolution of the western margin of North America: SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA, v. 422, p. 1.
- Gastil, G., (1983), Mesozoic and Cenozoic granitic rocks of southern California and western Mexico: Geological Society of America Memoirs, v. 159, p. 265-276.
- Gehrels, G. E., Valencia, V. A., y Ruiz, J., (2008), Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U-Pb ages by laser ablation–multicollector–inductively coupled plasma–mass spectrometry: Geochemistry, Geophysics, Geosystems, v. 9, no. 3.
- Harrison, T. M., (1982), Diffusion of ^{40}Ar in hornblende: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 78, no. 3, p. 324-331.
- Harrison, T. M., Duncan, I., y McDougall, I., (1985), Diffusion of ^{40}Ar in biotite: temperature, pressure and compositional effects: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 49, no. 11, p. 2461-2468.
- Henry, C., Fredrikson, G., (1987), Geology of part of southern Sinaloa: Mexico, adjacent to the Gulf of California: Geological Society of America, Maps and Chart series, MCH, v. 63, no. 1.
- Henry, C. D., (1989), Late Cenozoic Basin and Range structure in western Mexico adjacent to the Gulf of California: Geological Society of America Bulletin, v. 101, no. 9, p. 1147-1156.

- Henry, C. D., McDowell, F. W., y Silver, L. T., (2003), Geology and geochronology of the granitic batholithic complex, Sinaloa, México: Implications for Cordilleran magmatism and tectonics: SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA, p. 237-274.
- Hernández-Treviño, T., Torres de León, R., Solís-Pichardo, G., Schaaf, P., Hernández-Bernal, M., y Morales-Contreras, J., (2004), Edad de la Formación Chapolapa en la localidad de río Cochoapa, al oeste del Ocotito, estado de Guerrero: Reunión de la Unión Geofísica Mexicana, Puerto Vallarta, Jal., México: GEOS, v. 24, p. 179.
- Holguin, Q., (1978), Estudio Estratigráfico del Cretácico Inferior en el Norte de Sinaloa, México: Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, v. 10, no. 1, p. 5-13.
- Housh, T. B., Aranda-Gómez, J. J., y Luhr, J. F., (2010), Isla Isabel (Nayarit, México): Quaternary alkalic basalts with mantle xenoliths erupted in the mouth of the Gulf of California: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 197, no. 1, p. 85-107.
- Irvine, T., y Baragar, W., (1971), A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: Canadian journal of earth sciences, v. 8, no. 5, p. 523-548.
- King, R. E., (1939), Geological reconnaissance in northern Sierra Madre Occidental of Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 50, no. 11, p. 1625-1722.
- Le Bas, M., y Streckeisen, A. L., (1991), The IUGS systematics of igneous rocks: Journal of the Geological Society, v. 148, no. 5, p. 825-833.
- Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M., Bonin, B., y Bateman, P., 2002, Igneous rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks, Cambridge University Press.
- Lee, J. K., Williams, I. S., y Ellis, D. J., (1997), Pb, U and Th diffusion in natural zircon: Nature, v. 390, no. 6656, p. 159-162.
- Liew, T., y Hofmann, A., (1988), Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of central Europe: indications from a Nd and Sr isotopic study: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 98, no. 2, p. 129-138.
- Ludwig, K., y Mundil, R., Extracting reliable U-Pb ages and errors from complex populations of zircons from Phanerozoic tuffs, in Proceedings Geochimica et Cosmochimica Acta2002, Volume 66, PERGAMON-ELSEVIER SCIENCE LTD THE BOULEVARD, LANGFORD LANE, KIDLINGTON, OXFORD OX5 1GB, ENGLAND, p. A463-A463.
- Luhr, J. F., y Aranda-Gómez, J. J., (1997), Mexican peridotite xenoliths and tectonic terranes: correlations among vent location, texture, temperature, pressure, and oxygen fugacity: Journal of Petrology, v. 38, no. 8, p. 1075-1112.
- McArthur, J., Howarth, R., y Bailey, T., (2001), Strontium isotope stratigraphy: LOWESS version 3: Best fit to the marine Sr-isotope curve for 0–509 Ma and accompanying look-up table for deriving numerical age: The Journal of Geology, v. 109, no. 2, p. 155-170.

- McDowell, F. W., y Keizer, R. P., (1977), Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango city and Mazatlán, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 88, no. 10, p. 1479-1487.
- Menard, H., (1978), Fragmentation of the Farallon plate by pivoting subduction: *The Journal of Geology*, p. 99-110.
- Meschede, M., (1986), A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb/Zr diagram: *Chemical geology*, v. 56, no. 3, p. 207-218.
- Miyashiro, A., (1978), Nature of alkalic volcanic rock series: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 66, no. 1, p. 91-104.
- Nemeth, K. E., 1976, Petrography of the lower volcanic group, Tayoltita-San Dimas district, Durango, Mexico: University of Texas at Austin.
- Pérez-Venzor, J. A., Estudio geológico-geoquímico del borde oriental del Bloque de los Cabos Baja California Sur, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de Doctorado, 297 pp.
- Pearce, J. A., Harris, N. B., y Tindle, A. G., (1984), Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks: *Journal of petrology*, v. 25, no. 4, p. 956-983.
- Pecerillo, A., y Taylor, R., (1976), Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Alban Hills (Roman comagmatic region) as inferred from trace element geochemistry: *Contrib. Mineral. Petrol*, v. 58, no. 6.
- Peralta Miranda A., García Pérez L., 2013, Geología y geocronología de la Isla San Juanito, Archipiélago de las Islas Marías, Nayarit, México: Tesis de licenciatura 148 pag.
- Petrelli, M., Poli, G., Perugini, D., y Peccerillo, A., (2005), Petrograph: a new software to visualize, model, and present geochemical data in igneous petrology: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 6, no. 7.
- Pompa Mera, 2009. Geoquímica y geocronología de los complejos intrusivos en el Sureste de Chiapas, México, Tesis de maestría pp 138
- Pompa-Mera, V., Schaaf, P., Hernández-Treviño, T., Weber, B., Solís-Pichardo, G., Villanueva-Lascurain, D., y Layer, P., (2013), Geología, geocronología y geoquímica de la Isla María Madre, Nayarit, México: *Revista mexicana de ciencias geológicas*, v. 30, no. 1, p. 1-23.
- Pompa-Mera V., (2014), Estudio geológico, geoquímico y geocronológico de la Isla María Madre, Nayarit: Universidad Nacional Autónoma de México. 227 pp.
- Richter, K., y Carmichael, I. S., (1993), Mega-xenocrysts in alkali olivine basalts; fragments of disrupted mantle assemblages: *American Mineralogist*, v. 78, no. 11-12, p. 1230-1245.
- Rollinson, H. R., 2014, *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*, Routledge.
- Schaaf, P., 1990, *Isotopengeochemische Untersuchungen an granitoiden Gesteinen eines aktiven Kontinentalrandes: Alter und Herkunft der Tiefengesteinskomplexe an der Pazifikküste Mexikos zwischen Puerto Vallarta und Acapulco*: Universidad de Munich, Tesis Doctoral, 205 pp.

Schaaf, P., Böhnel, H., y Pérez-Venzor, J., (2000), Pre-Miocene palaeogeography of the Los Cabos Block, Baja California Sur: geochronological and palaeomagnetic constraints: *Tectonophysics*, v. 318, no. 1, p. 53-69.

Schaaf, P., Stimac, J., Siebe, C., y Macias, J. L., (2005), Geochemical evidence for mantle origin and crustal processes in volcanic rocks from Popocatépetl and surrounding monogenetic volcanoes, central Mexico: *Journal of Petrology*, v. 46, no. 6, p. 1243-1282.

Schmidt, K. L., y Paterson, S. R., (2002), A doubly vergent fan structure in the Peninsular Ranges batholith: Transpression or local complex flow around a continental margin buttress?: *Tectonics*, v. 21, no. 5.

Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F., y Speed, R. C., (1993), Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico: *Geological Society of America Special Papers*, v. 278, p. 1-153.

Servicio Geológico Mexicano, 1995, Carta Geológico Minera El Mármol, F13-A35 Sinaloa, escala 1: 50,000

Servicio Geológico Mexicano, 2003, Carta Geológico Minera Concordia, F13-A36 Sinaloa, escala 1: 50,000

Servicio Geológico Mexicano, 2003, Carta Geológico Minera San Ignacio, F13-A15 Sinaloa, escala 1: 50,000

Servicio Geológico Mexicano, 2006, Carta Geológico Minera El Quelite, F13-A25 Sinaloa, escala 1: 50,000

Servicio Geológico Mexicano, 2000, Informe de la carta geológico minera Monterrey G14-7 escala 1:250,000 estados de Coahuila, Nuevo León y Zacatecas.

Servicio Geológico Mexicano, 2003, Carta Geológico Minera La Noria, F13-A26 Sinaloa, escala 1: 50,000

Servicio Geológico Mexicano., (2008), Monografía Geológico-Minera del Estado de Sinaloa: 28p.

Sosa y Avila, Francisco, 1980. Región minera de Bacubirito, Sinaloa. *Revista El Minero Mexicano*, pp. 191-192

Servicio Geológico Mexicano., (2012), Anuario Estadístico de Minería Mexicana 2102, Edición 2013, 552p.

Spear, F. S. (1993), *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*: Mineralogical Society of America, 799 pp.

Sun, S.-S., y McDonough, W. F., (1989), Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 42, no. 1, p. 313-345.

Villanueva-Lascurain D., Schaaf P., Weber B., Hernandez T., Solis G., 2013, Geochemistry and isotopy of the subvolcanic sill complex and geochronology of sandstones from María Magdalena island, Nayarit, Mexico. AGU Fall Meeting, resúmenes, 2013.

Valencia, V., Barra, F., Weber, B., Ruiz, J., Gehrels, G., Chesley, J., y Lopez-Martinez, M., (2006), Re-Os and U-Pb geochronology of the El Arco porphyry copper deposit, Baja California Mexico: implications for the Jurassic tectonic setting: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 22, no. 1, p. 39-51.

Wilson, B. M., 1989, *Igneous petrogenesis a global tectonic approach*, Springer.

ANEXOS

Muestra	Litología	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ t	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PXC	Suma
SIN1204	Paragneis	66.65	0.820	15.88	6.24	0.048	1.93	0.830	1.13	3.28	0.130	3.02	99.96
SIN1205	Gabro	44.97	4.19	17.30	12.04	0.170	5.73	12.18	2.00	0.192	0.124	0.540	99.43
SIN1208	Tonalita	59.62	0.678	17.59	6.79	0.113	3.22	6.01	3.77	1.49	0.165	0.760	100.20
SIN1209	Granodiorita	55.18	0.835	18.20	7.80	0.113	3.94	5.88	4.00	1.70	0.200	2.21	100.06
SIN1211	Cuarzo monzodiorita	58.93	0.695	16.48	7.37	0.108	3.31	4.16	4.14	3.04	0.148	2.01	100.40
SIN1212A	Granito	68.13	0.449	14.99	3.67	0.058	1.30	2.93	3.72	4.11	0.093	0.760	100.19
SIN1213	Dique Máfico	51.62	0.895	19.06	9.00	0.107	4.82	6.57	3.83	1.88	0.226	2.28	100.29
SIN1215	Cuarzo monzonita	61.38	0.775	15.21	5.82	0.105	2.57	3.42	4.45	3.71	0.185	1.98	99.60
SIN1218	Granito	61.05	0.756	16.64	6.38	0.073	2.53	4.78	4.39	2.94	0.184	1.12	100.83
SIN1222	Esquisto	65.35	0.906	18.53	5.46	0.029	1.26	0.360	1.64	3.10	0.087	3.84	100.58
SIN1226	Basalto	47.37	1.93	16.71	10.55	0.176	7.61	8.14	4.29	1.63	0.521	0.460	99.39
SIN1333	Granodiorita	60.54	0.829	15.63	7.11	0.115	3.69	5.50	3.45	2.29	0.182	0.950	100.29
SIN1339	Granodiorita	57.95	0.870	16.70	7.43	0.157	3.48	5.42	4.02	2.35	0.192	1.20	99.77
SIN1341	Granodiorita	64.49	0.548	15.35	5.56	0.103	2.08	3.60	3.61	2.93	0.140	1.95	100.35
SIN1343	Granodiorita	69.30	0.473	14.01	3.76	0.057	1.29	2.73	3.11	4.83	0.100	0.640	100.28
SIN1346	Granito	65.42	0.600	15.45	5.25	0.110	2.08	4.46	3.25	2.97	0.135	0.700	100.43
SIN1354	Ortogneis	65.79	0.648	14.74	5.44	0.095	2.03	3.65	3.26	2.99	0.128	1.54	100.30
SIN1356	Gabro	50.30	0.860	6.91	17.43	0.303	17.65	5.49	0.506	0.061	0.057	0.590	100.16
SIN1357	Ortogneis	68.71	0.248	14.81	4.80	0.131	1.11	5.91	2.86	1.08	0.111	0.790	100.55
SIN1226XEN	Lherzolita	45.68	0.190	2.70	10.75	0.177	36.37	3.29	0.183	0.044	0.024	0.400	99.81
Xen1	Lherzolita	44.02	0.150	1.66	10.74	0.161	40.49	3.03	0.085	-0.003	0.019	-0.090	100.26
Xen2	Lherzolita	44.37	0.153	1.87	10.54	0.161	40.33	3.00	0.088	-0.004	0.016	-0.010	100.52

Tabla 6. Concentraciones de elementos mayores (óxidos) de las muestras en % en peso. Los análisis de Fluorescencia se realizaron en el laboratorio LFRX-LUGIs, del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México.

Muestra	SIN-12-04	SIN-12-05	SIN-12-08	SIN-12-09	SIN-12-11	SIN-12-12A	SIN-12-13	SIN-12-15	SIN-12-18	SIN-12-22	SIN-12-26	SIN12-26XEN
Litología	Paragneis	Gabro	Granito	Granito	Granito	Granito	Dique Mafico	Granito	Granito	Esquisto	Basalto	Lerzolita
Li	48.9	6.03	20.8	10.4	39.3	16.9	28.0	38.77	22.3	60.9	7.58	4.16
Be	2.16	0.551	1.60	0.895	1.28	2.23	1.08	1.79	1.65	2.47	1.67	0.081
B	70.2	6.69	17.0	31.5	19.0	25.3	16.2	15.5	43.4	76.9	2.92	2.12
P	0.138	0.107	0.164	0.132	0.110	0.098	0.212	0.191	0.166	0.096	0.572	0.019
Sc	16.4	48.8	17.5	17.5	21.3	8.31	20.7	15.6	13.7	17.7	21.9	19.3
Ti	0.809	4.329	0.680	0.627	0.693	0.362	0.952	0.800	0.775	0.876	2.05	0.146
V	152.9	822.4	133.5	122.3	159.6	70.0	193.7	124.7	131.2	155.8	187.9	88.9
Cr	227.5	160.9	166.5	82.8	121.5	148.5	60.6	192.5	216.1	187.1	300.8	2585.9
Co	11.6	40.0	15.4	15.0	18.7	6.95	29.1	13.6	14.9	8.17	38.5	112.8
Ni	40.3	52.2	6.10	13.0	13.0	6.97	25.7	14.5	9.54	28.5	158.5	1977.4
Cu	65.2	35.3	20.9	22.2	127.7	15.2	15.1	31.2	24.4	22.9	49.0	37.0
Zn	78.1	90.1	76.5	64.2	61.2	40.1	76.2	150.1	44.1	74.4	69.1	50.8
Ga	20.8	18.8	19.1	14.4	16.5	17.2	20.4	17.5	18.4	23.0	16.8	3.39
Rb	107.2	4.37	35.3	42.2	138.9	206.0	96.4	105.8	73.5	135.2	44.3	0.805
Sr	77.6	423.3	390.3	520.1	305.5	258.3	549.0	300.5	328.5	110.8	510.0	15.0
Y	33.3	20.0	16.7	13.0	21.0	21.9	16.7	26.3	25.9	29.4	32.1	3.13
Zr	240.4	33.9	75.1	48.7	164.6	214.8	40.8	245.8	235.5	245.6	200.5	7.48
Nb	15.9	19.9	7.04	4.89	6.57	11.9	5.27	10.7	10.6	16.2	76.4	0.958
Mo	4.37	1.38	1.41	0.636	1.11	1.88	0.875	3.58	3.75	1.18	3.01	0.361
Sn	2.38	0.747	1.97	0.676	2.80	2.67	1.43	2.09	1.80	2.81	1.38	0.102
Sb	0.679	0.176	0.226	0.667	3.69	0.732	0.598	2.08	0.931	1.34	0.088	0.008
Cs	3.40	1.49	2.33	2.21	4.98	6.51	9.78	9.90	2.93	9.83	0.391	0.018
Ba	704.2	93.3	653.8	577.8	794.0	817.5	555.1	933.5	853.7	685.0	586.5	15.4
La	32.9	5.47	16.3	12.4	14.0	17.7	11.5	25.7	22.9	33.2	38.5	0.587
Ce	61.6	14.4	30.8	26.5	27.9	38.1	24.5	49.7	45.0	62.0	72.4	1.3
Pr	8.23	2.19	4.19	3.50	3.78	5.29	3.23	6.69	6.15	8.30	8.50	0.134
Nd	30.8	11.5	17.2	15.1	15.8	21.4	14.0	26.1	24.4	31.4	32.5	1.1
Sm	6.43	3.38	3.55	3.14	3.64	4.70	3.36	5.55	5.24	6.25	6.63	0.265
Eu	1.09	1.28	1.03	1.0	0.931	0.789	1.00	1.12	1.10	1.30	2.05	0.127
Tb	0.948	0.629	0.513	0.452	0.596	0.643	0.511	0.774	0.766	0.861	0.95	0.075
Gd	5.98	3.93	3.38	3.04	3.76	4.13	3.37	5.06	4.93	5.51	6.33	0.462
Dy	5.85	3.95	3.05	2.59	3.72	3.84	3.02	4.64	4.60	5.28	5.66	0.508
Ho	1.19	0.8	0.622	0.500	0.769	0.766	0.595	0.935	0.924	1.08	1.13	0.130
Er	3.41	2.04	1.69	1.27	2.16	2.15	1.51	2.61	2.55	3.05	3.11	0.335
Yb	3.07	1.90	1.67	1.11	2.11	2.07	1.28	2.44	2.53	2.80	2.93	0.391
Lu	0.521	0.262	0.254	0.168	0.326	0.321	0.157	0.379	0.375	0.474	0.439	0.064
Hf	6.19	1.13	2.13	1.40	4.27	5.88	1.02	5.96	5.68	5.96	4.32	0.189
Ta	1.06	1.42	0.501	0.320	0.472	1.16	0.356	0.812	0.749	1.10	4.03	0.060
W	27.4	272.9	10.9	6.42	30.6	17.0	1.00	17.2	6.63	6.05	0.835	22.8
Tl	0.499	0.029	0.245	0.222	1.18	0.826	0.627	0.595	0.490	0.644	0.038	0.009
Pb	6.33	1.51	9.72	5.56	18.3	12.8	9.58	20.9	7.41	16.4	2.38	0.299
Th	5.66	0.35	5.15	2.28	6.29	20.2	1.02	10.4	11.6	4.91	5.49	0.077
U	3.12	0.090	0.696	0.393	1.51	6.48	0.359	3.54	2.52	2.76	1.32	0.028

Tabla 7. Concentraciones de elementos traza en ppm. Estos análisis (muestras SIN 12-....) se realizaron en el Laboratorio de Estudios Isotópicos, Centro de Geociencias, UNAM.

Elemento	Limites detección	SIN- 13- 33 Granodiorita	SIN- 13- 39 Granodiorita	SIN- 13- 41 Granodiorita	SIN- 13- 43 Granodiorita	SIN- 13- 46 Granito	SIN- 13- 54 Ortogneis	SIN- 13- 56 Gabro	SIN- 13- 57 Ortogneis	XEN 1P Lerzolitita	XEN 2P Lerzolitita
V	5.0	153.00	162.0	92.0	67.0	88.0	103.0	276.0	74.0	87.0	89.0
Cr	20.0	190.0	150.0	170.0	170.0	210.0	200.0	340.0	150.0	2780.0	2800.0
Co	1.0	17.0	11.0	10.0	6.00	9.00	11.0	73.0	4.00	103.0	102.0
Ni	20.0	< 20	20.0	< 20	< 20	< 20	< 20	180.0	< 20	1990.0	1930.0
Cu	10.0	30.0	70.0	20.0	< 10	10.0	20.0	1570.0	10.0	50.0	40.0
Zn	30.0	80.0	160.0	90.0	< 30	80.0	60.0	130.0	< 30	50.0	60.0
Ga	1.0	19.0	20.0	18.0	18.0	18.0	20.0	10.0	14.0	2.00	3.00
Ge	0.5	1.80	1.70	1.90	1.70	1.70	2.00	2.50	2.40	1.00	1.10
As	5.0	< 5	18.0	6.00	< 5	< 5	< 5	6.00	< 5	< 5	< 5
Rb	1.0	62.0	59.0	96.0	232.0	94.0	110.0	3.00	16.0	< 1	< 1
Sr	2.0	413.0	611.0	364.0	234.0	329.0	353.0	158.0	434.0	3.00	3.00
Y	0.5	18.8	15.5	16.0	25.5	17.5	30.6	9.90	12.5	2.70	2.80
Zr	1.0	148.0	145.0	123.0	223.0	118.0	160.0	17.0	71.0	6.00	5.00
Nb	0.2	7.90	6.90	7.10	9.10	7.40	9.10	3.20	3.50	1.70	1.20
Mo	2.0	3.00	< 2	3.00	3.00	2.00	3.00	< 2	< 2	4.00	2.00
Ag	0.5	2.10	2.60	2.00	3.60	2.20	2.80	1.40	1.1	< 0.5	< 0.5
In	0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Sn	1.0	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	3.00	< 1	< 1	< 1	< 1
Sb	0.2	0.900	1.50	1.40	0.300	0.800	0.700	0.900	0.200	< 0.2	0.300
Cs	0.1	3.50	3.90	3.70	4.60	3.30	5.00	0.500	1.10	< 0.1	< 0.1
Ba	3.0	738.0	875.0	959.0	831.0	907.0	1120.0	34.0	2960.0	< 3	< 3
La	0.1	20.0	17.9	25.3	27.9	25.6	44.1	2.27	12.1	0.150	0.150
Ce	0.1	39.3	34.8	48.0	61.0	48.1	81.6	5.35	21.6	0.500	0.420
Pr	0.0	4.88	4.35	5.61	7.61	5.54	9.27	0.850	2.60	0.100	0.090
Nd	0.1	19.3	17.4	20.3	27.2	19.7	33.5	4.24	9.40	0.630	0.580
Sm	0.0	3.96	3.37	3.94	5.91	3.93	6.40	1.18	2.11	0.210	0.200
Eu	0.0	1.02	1.03	0.776	0.762	0.853	0.99	0.592	0.480	0.085	0.093
Gd	0.0	3.42	2.81	2.91	4.17	3.09	5.08	1.33	1.67	0.370	0.360
Tb	0.0	0.560	0.470	0.460	0.730	0.480	0.850	0.2	0.300	0.070	0.070
Dy	0.0	3.17	2.61	2.62	4.24	2.83	4.78	1.63	1.81	0.510	0.480
Ho	0.0	0.620	0.510	0.520	0.800	0.590	0.940	0.350	0.380	0.110	0.110
Er	0.0	1.88	1.43	1.44	2.26	1.69	2.69	1.04	1.27	0.300	0.320
Tm	0.0	0.285	0.218	0.215	0.334	0.253	0.384	0.170	0.2	0.050	0.052
Yb	0.0	1.78	1.51	1.38	2.30	1.69	2.51	1.19	1.46	0.370	0.360
Lu	0.0	0.252	0.223	0.221	0.347	0.241	0.4	0.177	0.232	0.052	0.050
Hf	0.1	3.50	3.40	3.00	5.80	3.00	4.10	0.400	1.90	0.200	0.200
Ta	0.0	0.700	0.600	0.740	1.15	0.760	1.60	0.260	0.340	< 0.01	< 0.01
W	0.5	2.40	2.10	3.00	17.4	2.00	1.30	1.40	1.30	< 0.5	< 0.5
Tl	0.1	0.290	0.320	0.520	0.670	0.520	0.730	0.130	0.080	< 0.05	< 0.05
Pb	5.0	10.0	8.00	11.0	8.00	14.0	14.0	< 5	< 5	< 5	< 5
Bi	0.1	< 0.1	< 0.1	0.6	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Th	0.1	5.62	4.58	10.0	30.2	11.0	17.3	0.230	3.35	0.070	< 0.05
U	0.0	1.75	1.56	3.65	8.72	2.55	4.10	0.100	1.54	0.070	0.070

Tabla 8. Concentraciones de elementos traza en ppm. Estos análisis (muestras SIN 13-....) se realizaron en Activation Laboratories, Ontario, Canadá.

Análisis	U (ppm)	206Pb 204Pb	U/Th	206Pb* 207Pb*	Relaciones isotópicas						Edades aparentes (Ma)						Mejor edad (Ma)	± (Ma)	Conc (%)
					±	207Pb* 235U*	±	206Pb* 238U	±	error corr.	206Pb* 238U*	±	207Pb* 235U	±	206Pb* 207Pb*	±			
SIN-12-04-36	150	8850	0.8	20.8432	2.0	0.1332	6.9	0.0201	6.6	0.96	128.5	8.3	126.9	8.2	98.2	46.8	128.5	8.3	NA
SIN-12-04-08	210	22601	1.1	20.2878	1.7	0.1471	2.7	0.0216	2.1	0.77	138.0	2.9	139.3	3.5	161.7	40.3	138.0	2.9	NA
SIN-12-04-04	845	164634	0.8	20.0665	0.9	0.1849	2.3	0.0269	2.2	0.93	171.1	3.7	172.2	3.7	187.2	19.8	171.1	3.7	NA
SIN-12-04-15	143	28006	2.0	20.3306	2.4	0.1889	3.1	0.0279	1.9	0.62	177.1	3.3	175.7	4.9	156.7	56.3	177.1	3.3	NA
SIN-12-04-19	244	50656	2.5	19.3408	1.2	0.1993	6.5	0.0280	6.3	0.98	177.7	11.1	184.5	10.9	272.3	27.8	177.7	11.1	NA
SIN-12-04-10	250	34029	5.3	19.4923	0.7	0.2339	5.8	0.0331	5.7	0.99	209.7	11.8	213.4	11.1	254.4	17.2	209.7	11.8	NA
SIN-12-04-62	1189	224866	1.1	19.5086	0.6	0.2665	2.5	0.0377	2.4	0.97	238.6	5.7	239.9	5.3	252.5	13.0	238.6	5.7	NA
SIN-12-04-50	3601	565212	1.3	19.5619	0.6	0.2663	17.1	0.0378	17.1	1.00	239.0	40.1	239.7	36.5	246.2	13.1	239.0	40.1	NA
SIN-12-04-11	382	304850	1.1	19.0380	0.7	0.2817	1.9	0.0389	1.8	0.92	246.0	4.2	252.0	4.3	308.4	17.1	246.0	4.2	NA
SIN-12-04-22	604	130651	0.6	19.2537	0.6	0.2856	3.0	0.0399	3.0	0.98	252.1	7.4	255.1	6.9	282.7	13.9	252.1	7.4	NA
SIN-12-04-61	162	47753	1.1	19.4801	1.1	0.2825	2.4	0.0399	2.1	0.89	252.3	5.2	252.7	5.3	255.9	25.0	252.3	5.2	NA
SIN-12-04-66	747	182421	1.0	19.5292	0.7	0.2858	2.1	0.0405	2.0	0.95	255.8	5.1	255.2	4.8	250.1	15.6	255.8	5.1	NA
SIN-12-04-25	1355	886335	4.3	19.3114	0.9	0.2906	1.3	0.0407	0.9	0.68	257.2	2.1	259.0	2.9	275.8	21.3	257.2	2.1	NA
SIN-12-04-58	312	132059	0.8	19.4635	1.2	0.2972	3.3	0.0420	3.1	0.93	264.9	8.1	264.2	7.8	257.8	27.6	264.9	8.1	NA
SIN-12-04-51	112	44537	2.0	19.4896	1.0	0.3077	4.8	0.0435	4.7	0.98	274.4	12.7	272.4	11.6	254.8	22.7	274.4	12.7	NA
SIN-12-04-52	283	56529	1.8	18.0063	0.8	0.4073	3.4	0.0532	3.4	0.97	334.1	10.9	347.0	10.1	433.9	17.7	334.1	10.9	NA
SIN-12-04-40	70	29242	3.5	14.4111	1.2	0.5337	1.6	0.0558	1.1	0.69	349.9	3.7	434.3	5.6	910.4	23.7	349.9	3.7	NA
SIN-12-04-49	442	170516	5.6	18.3640	0.8	0.4482	2.2	0.0597	2.0	0.93	373.8	7.4	376.0	6.8	389.9	17.4	373.8	7.4	NA
SIN-12-04-57	148	75391	1.2	18.4000	0.6	0.4582	10.4	0.0611	10.3	1.00	382.6	38.4	383.0	33.0	385.5	14.3	382.6	38.4	NA
SIN-12-04-53	852	305749	0.6	18.0294	0.7	0.4784	3.5	0.0626	3.4	0.98	391.1	12.9	397.0	11.4	431.0	14.6	391.1	12.9	NA
SIN-12-04-23	363	83980	0.5	17.6295	2.1	0.5148	6.2	0.0658	5.8	0.94	410.9	23.2	421.6	21.4	480.8	45.5	410.9	23.2	85.5
SIN-12-04-24	209	165339	9.3	17.9502	0.6	0.5144	1.9	0.0670	1.8	0.95	417.9	7.3	421.4	6.6	440.8	12.9	417.9	7.3	94.8
SIN-12-04-60	131	76214	1.1	17.5679	0.7	0.5528	2.2	0.0704	2.1	0.95	438.8	8.9	446.9	7.9	488.5	15.2	438.8	8.9	89.8
SIN-12-04-01	348	505876	1.0	17.4883	0.7	0.5821	2.6	0.0738	2.4	0.96	459.2	10.8	465.8	9.6	498.5	16.4	459.2	10.8	92.1
SIN-12-04-38	77	29939	2.0	17.7442	1.7	0.5881	5.3	0.0757	5.1	0.95	470.3	23.0	469.7	20.1	466.5	37.2	470.3	23.0	100.8
SIN-12-04-26	371	176646	8.0	17.1418	0.6	0.6125	3.2	0.0761	3.1	0.98	473.1	14.2	485.1	12.2	542.5	12.4	473.1	14.2	87.2

Tabla 9. Datos crudos de la isotopía de U-Pb de zircones individuales para la muestra SIN 12 04 (paragneis).

Análisis	U (ppm)	206Pb 204Pb	U/Th	206Pb* 207Pb*	± (%)	Relaciones isotópicas					Edades aparentes (Ma)					Mejor edad (Ma)	± (Ma)	Conc (%)	
						207Pb* 235U*	± (%)	206Pb* 238U	± (%)	error corr.	206Pb* 238U*	± (Ma)	207Pb* 235U	± (Ma)	206Pb* 207Pb*				± (Ma)
SIN-12-04-34	523	442985	12.9	16.1880	0.6	0.6554	3.9	0.0769	3.8	0.99	477.9	17.7	511.8	15.6	666.3	12.5	477.9	17.7	71.7
SIN-12-04-30	71	35747	1.2	17.7543	1.6	0.6013	3.6	0.0774	3.2	0.90	480.7	14.8	478.0	13.6	465.2	34.6	480.7	14.8	103.3
SIN-12-04-28	222	83286	1.0	17.8735	0.6	0.6180	1.5	0.0801	1.3	0.90	496.8	6.4	488.6	5.8	450.3	14.4	496.8	6.4	110.3
SIN-12-04-09	232	53177	2.1	17.4242	0.5	0.6394	2.9	0.0808	2.8	0.98	500.9	13.6	501.9	11.4	506.6	11.3	500.9	13.6	98.9
SIN-12-04-02	269	175144	0.4	17.0208	0.9	0.6842	5.8	0.0845	5.7	0.99	522.7	28.7	529.3	23.9	557.9	20.5	522.7	28.7	93.7
SIN-12-04-46	283	151970	0.6	16.8264	0.8	0.7004	4.0	0.0855	3.9	0.98	528.7	20.0	539.0	16.8	582.9	17.2	528.7	20.0	90.7
SIN-12-04-07	177	103570	1.4	16.9987	0.8	0.7278	2.4	0.0897	2.2	0.94	553.9	11.8	555.3	10.1	560.7	17.3	553.9	11.8	98.8
SIN-12-04-64	85	79542	1.0	16.5687	1.0	0.7469	4.8	0.0898	4.7	0.98	554.1	25.0	566.4	20.9	616.3	21.2	554.1	25.0	89.9
SIN-12-04-06	82	44612	0.8	16.7695	1.1	0.7540	2.9	0.0917	2.7	0.93	565.6	14.8	570.5	12.8	590.3	23.0	565.6	14.8	95.8
SIN-12-04-45	163	114654	1.6	16.1481	1.1	0.8344	5.3	0.0977	5.2	0.98	601.0	29.7	616.0	24.4	671.6	24.0	601.0	29.7	89.5
SIN-12-04-48	395	422930	5.0	16.0092	2.7	0.8419	3.1	0.0977	1.6	0.50	601.2	8.9	620.2	14.5	690.1	57.7	601.2	8.9	87.1
SIN-12-04-05	97	52506	0.6	16.7175	0.6	0.8831	3.8	0.1071	3.8	0.99	655.8	23.4	642.7	18.1	597.0	12.6	655.8	23.4	109.8
SIN-12-04-29	294	86262	15.0	16.2352	1.3	0.9219	1.4	0.1086	0.7	0.47	664.3	4.2	663.4	6.9	660.0	26.9	664.3	4.2	100.7
SIN-12-04-17	95	54064	7.7	14.6196	4.3	1.1760	10.0	0.1247	9.0	0.90	757.5	64.2	789.5	54.8	880.7	89.6	757.5	64.2	86.0
SIN-12-04-56	185	162628	2.2	15.3080	1.6	1.1299	10.4	0.1255	10.3	0.99	761.9	73.8	767.7	56.0	784.8	33.4	761.9	73.8	97.1
SIN-12-04-35	430	531180	6.4	14.0008	3.0	1.2734	6.8	0.1293	6.1	0.90	783.9	44.8	833.9	38.6	969.6	61.7	783.9	44.8	80.8
SIN-12-04-27	464	313692	0.4	15.1095	0.8	1.2025	2.9	0.1318	2.8	0.96	798.0	21.2	801.8	16.3	812.2	17.0	798.0	21.2	98.3
SIN-12-04-32	61	88512	1.2	14.3662	1.2	1.3933	3.0	0.1452	2.7	0.91	873.8	22.1	886.1	17.5	916.8	25.1	873.8	22.1	95.3
SIN-12-04-44	27	17690	3.2	13.7881	1.1	1.5572	3.3	0.1557	3.1	0.94	932.9	26.9	953.3	20.3	1000.7	21.9	1000.7	21.9	93.2
SIN-12-04-65	182	131013	1.8	13.6514	0.6	1.6494	1.1	0.1633	0.9	0.84	975.1	8.5	989.3	7.1	1020.9	12.3	1020.9	12.3	95.5
SIN-12-04-14	205	143590	1.4	13.6503	0.8	1.6739	4.2	0.1657	4.2	0.98	988.5	38.1	998.7	26.9	1021.1	15.5	1021.1	15.5	96.8
SIN-12-04-54	161	158117	6.9	13.6227	0.9	1.7438	3.3	0.1723	3.2	0.97	1024.7	30.1	1024.9	21.3	1025.2	17.4	1025.2	17.4	100.0
SIN-12-04-41	501	695585	7.5	13.1443	0.8	1.7818	3.7	0.1699	3.6	0.98	1011.3	34.0	1038.8	24.2	1097.1	16.2	1097.1	16.2	92.2
SIN-12-04-37	100	116991	1.2	12.2306	0.6	2.3517	3.1	0.2086	3.1	0.98	1221.4	34.0	1228.1	22.1	1239.8	11.2	1239.8	11.2	98.5
SIN-12-04-03	98	160137	4.2	12.2020	0.9	2.3256	2.3	0.2058	2.2	0.92	1206.5	23.7	1220.1	16.5	1244.4	17.4	1244.4	17.4	97.0
SIN-12-04-59	63	96246	1.4	11.9617	0.7	2.2860	3.3	0.1983	3.3	0.98	1166.3	34.9	1208.0	23.6	1283.2	12.9	1283.2	12.9	90.9
SIN-12-04-55	275	161574	2.3	11.8005	1.5	2.2186	4.5	0.1899	4.2	0.95	1120.7	43.7	1186.9	31.4	1309.6	28.2	1309.6	28.2	85.6
SIN-12-04-39	94	120401	1.8	11.7786	0.7	1.5800	10.0	0.1350	9.9	1.00	816.2	76.1	962.4	62.0	1313.2	13.4	1313.2	13.4	62.2
SIN-12-04-20	84	151988	0.8	8.1549	0.8	5.6647	3.8	0.3350	3.7	0.98	1862.8	60.5	1926.0	33.0	1994.8	14.2	1994.8	14.2	93.4
SIN-12-04-42	65	130140	1.4	8.0876	0.9	5.1423	7.3	0.3016	7.2	0.99	1699.4	108.1	1843.1	62.1	2009.5	15.9	2009.5	15.9	84.6
SIN-12-04-63	118	234372	1.6	7.8613	0.5	5.8555	4.0	0.3339	4.0	0.99	1857.0	64.0	1954.7	34.7	2059.7	9.4	2059.7	9.4	90.2
SIN-12-04-16	137	479920	1.7	6.4750	9.0	9.2346	9.5	0.4337	3.0	0.32	2322.2	59.5	2361.6	87.3	2395.7	153.4	2395.7	153.4	96.9

Tabla 9. Continua

Análisis	U (ppm)	206Pb 204Pb	U/Th	206Pb* 207Pb*	Relaciones isotópicas						Edades aparentes (Ma)						Mejor edad (Ma)	± (Ma)	Conc (%)
					±	207Pb* 235U*	±	206Pb* 238U	±	error corr.	206Pb* 238U*	±	207Pb* 235U	±	206Pb* 207Pb*	±			
SIN-12-11-01	223	36282	2.9	19.9930	11.4	0.1477	11.7	0.0214	2.6	0.23	136.6	3.6	139.8	15.2	195.8	264.5	136.6	3.6	NA
SIN-12-11-02	578	62036	1.1	20.8152	4.4	0.1429	4.9	0.0216	2.0	0.42	137.6	2.8	135.6	6.2	101.3	104.3	137.6	2.8	NA
SIN-12-11-03	613	57287	1.0	20.0880	4.1	0.1473	4.3	0.0215	1.1	0.26	136.9	1.5	139.5	5.5	184.8	95.7	136.9	1.5	NA
SIN-12-11-04	808	33582	1.5	20.3936	2.9	0.1490	3.9	0.0220	2.6	0.66	140.5	3.6	141.0	5.2	149.5	68.7	140.5	3.6	NA
SIN-12-11-05	783	54256	0.8	20.7104	3.1	0.1431	3.3	0.0215	1.1	0.33	137.1	1.5	135.8	4.1	113.3	72.7	137.1	1.5	NA
SIN-12-11-06	833	83248	0.9	21.1098	2.9	0.1393	3.1	0.0213	0.9	0.30	136.0	1.3	132.4	3.8	68.0	70.0	136.0	1.3	NA
SIN-12-11-07	1191	111679	1.6	20.3353	3.0	0.1510	4.3	0.0223	3.1	0.72	142.0	4.4	142.8	5.8	156.2	70.3	142.0	4.4	NA
SIN-12-11-08	316	19282	1.4	20.2822	11.7	0.1434	12.1	0.0211	3.1	0.26	134.5	4.1	136.0	15.4	162.3	273.5	134.5	4.1	NA
SIN-12-11-09	593	59198	1.2	20.4023	3.5	0.1418	3.7	0.0210	1.2	0.32	133.9	1.6	134.6	4.7	148.5	82.7	133.9	1.6	NA
SIN-12-11-10	342	26780	1.5	21.0136	3.8	0.1394	4.2	0.0213	1.8	0.42	135.6	2.4	132.5	5.3	78.8	91.0	135.6	2.4	NA
SIN-12-11-11	649	45753	0.9	20.2093	2.8	0.1444	3.4	0.0212	1.9	0.55	135.0	2.5	137.0	4.4	170.7	66.2	135.0	2.5	NA
SIN-12-11-13	443	9890	1.7	20.4454	8.3	0.1447	8.4	0.0215	1.6	0.19	136.9	2.1	137.3	10.8	143.6	195.0	136.9	2.1	NA
SIN-12-11-14	907	44560	1.0	19.9614	2.8	0.1477	3.4	0.0214	1.9	0.56	136.4	2.5	139.9	4.4	199.5	65.4	136.4	2.5	NA
SIN-12-11-15	722	72974	1.1	20.2728	3.9	0.1432	4.1	0.0211	1.4	0.34	134.3	1.8	135.9	5.3	163.4	91.2	134.3	1.8	NA
SIN-12-11-16	280	23900	1.1	20.4499	5.0	0.1447	5.2	0.0215	1.5	0.29	136.9	2.1	137.2	6.7	143.0	117.4	136.9	2.1	NA
SIN-12-11-17	387	33544	3.2	19.6613	4.4	0.1476	5.6	0.0210	3.5	0.62	134.3	4.6	139.8	7.3	234.6	101.1	134.3	4.6	NA
SIN-12-11-18	432	19258	1.2	20.1070	9.8	0.1463	10.3	0.0213	3.2	0.31	136.0	4.3	138.6	13.3	182.6	228.7	136.0	4.3	NA
SIN-12-11-19	202	18652	1.5	21.8140	11.1	0.1375	11.5	0.0218	3.0	0.26	138.8	4.2	130.8	14.1	-10.7	267.9	138.8	4.2	NA
SIN-12-11-20	635	71972	1.0	20.0471	3.9	0.1486	4.3	0.0216	1.7	0.40	137.8	2.3	140.7	5.6	189.5	90.5	137.8	2.3	NA
SIN-12-11-21	351	26248	1.5	21.4095	8.9	0.1368	9.0	0.0212	1.2	0.13	135.5	1.6	130.2	11.0	34.3	214.1	135.5	1.6	NA
SIN-12-11-22	416	12938	1.1	20.9401	4.4	0.1401	5.0	0.0213	2.4	0.48	135.7	3.2	133.1	6.2	87.2	103.7	135.7	3.2	NA
SIN-12-11-23	918	3600	1.1	18.6296	11.7	0.1561	11.9	0.0211	1.9	0.16	134.6	2.5	147.3	16.3	357.5	265.4	134.6	2.5	NA
SIN-12-11-25	428	38040	1.4	20.5734	5.0	0.1431	5.4	0.0214	2.0	0.37	136.2	2.7	135.8	6.9	128.9	118.9	136.2	2.7	NA
SIN-12-18-01	228	23303	4.4	21.1910	16.3	0.1721	16.7	0.0264	3.6	0.22	168.3	6.0	161.2	24.9	58.9	390.3	168.3	6.0	NA
SIN-12-18-02	1147	21416	0.6	21.0980	9.6	0.0292	10.0	0.0045	2.8	0.28	28.8	0.8	29.3	2.9	69.3	228.1	28.8	0.8	NA
SIN-12-18-03	634	4868	0.6	19.2040	21.8	0.0314	22.2	0.0044	4.3	0.19	28.1	1.2	31.4	6.9	288.6	503.3	28.1	1.2	NA
SIN-12-18-04	285	1765	0.8	17.1110	43.1	0.0372	44.5	0.0046	11.0	0.25	29.7	3.3	37.1	16.2	546.4	985.2	29.7	3.3	NA
SIN-12-18-05	1132	10277	0.6	20.9579	6.2	0.0282	6.6	0.0043	2.4	0.36	27.6	0.7	28.2	1.8	85.2	146.5	27.6	0.7	NA
SIN-12-18-08	514	1065	0.6	18.8956	16.5	0.0321	17.4	0.0044	5.6	0.32	28.3	1.6	32.1	5.5	325.5	377.1	28.3	1.6	NA
SIN-12-18-09	660	1366	0.7	18.6224	18.8	0.0338	20.0	0.0046	6.9	0.35	29.3	2.0	33.7	6.6	358.4	426.5	29.3	2.0	NA
SIN-12-18-11	289	1353	1.0	27.3819	91.7	0.0215	92.1	0.0043	8.9	0.10	27.4	2.4	21.6	19.7	-591.8	3454.1	27.4	2.4	NA

Tabla 10. Datos crudos de la isotopía de U-Pb de zircons individuales para la muestras SIN 12 11 (cuarzo monzodiorita) y SIN 12 18 (granito).

Análisis	Relaciones isotópicas										Edades aparentes (Ma)						Mejor edad		Conc (%)
	U	206Pb	U/Th	206Pb*	±	207Pb*	±	206Pb*	±	error	206Pb*	±	207Pb*	±	206Pb*	±	Mejor edad	±	
	(ppm)	204Pb		207Pb*	(%)	235U*	(%)	238U	(%)	corr.	238U*	(Ma)	235U	(Ma)	207Pb*	(Ma)	(Ma)	(Ma)	
SIN1339-1 <>	124	1141	1.0	21.3086	1.3	0.0919	4.6	0.0142	4.4	0.96	90.9	4.0	89.3	3.9	45.7	31.3	90.9	4.0	NA
SIN1339-17 <>	191	3471	1.1	20.2982	1.8	0.1006	2.5	0.0148	1.6	0.66	94.8	1.5	97.3	2.3	160.5	43.0	94.8	1.5	NA
SIN1339-10 <>	292	7384	0.8	20.6393	1.7	0.1001	3.6	0.0150	3.2	0.88	95.9	3.1	96.8	3.4	121.3	40.5	95.9	3.1	NA
SIN1339-18 <>	111	509	1.2	23.1224	4.3	0.0894	5.4	0.0150	3.2	0.59	96.0	3.0	87.0	4.5	-153.3	107.3	96.0	3.0	NA
SIN1339-2 <>	134	2275	1.1	20.6177	1.8	0.1005	3.0	0.0150	2.4	0.79	96.2	2.3	97.2	2.8	123.8	43.5	96.2	2.3	NA
SIN1339-8 <>	141	3975	1.1	20.7795	2.6	0.1000	3.0	0.0151	1.5	0.50	96.4	1.5	96.8	2.8	105.4	62.4	96.4	1.5	NA
SIN1339-9 <>	91	1439	1.6	20.4143	3.1	0.1024	3.3	0.0152	1.1	0.32	97.0	1.0	99.0	3.1	147.1	73.2	97.0	1.0	NA
SIN1339-11 <>	51	1176	2.0	21.2006	2.6	0.0986	4.3	0.0152	3.3	0.78	97.0	3.2	95.5	3.9	57.7	62.9	97.0	3.2	NA
SIN1339-7 <>	99	1749	1.2	20.8568	2.8	0.1006	3.6	0.0152	2.3	0.64	97.4	2.3	97.3	3.4	96.6	65.7	97.4	2.3	NA
SIN1339-5 <>	111	1899	1.2	21.0292	3.0	0.1000	3.6	0.0153	2.0	0.56	97.6	1.9	96.8	3.3	77.1	70.4	97.6	1.9	NA
SIN1339-13 <>	111	3138	1.8	20.7723	1.0	0.1016	1.7	0.0153	1.4	0.83	97.9	1.4	98.2	1.6	106.2	22.5	97.9	1.4	NA
SIN1339-23 <>	110	2618	1.2	20.3502	3.0	0.1037	4.6	0.0153	3.5	0.76	97.9	3.4	100.2	4.4	154.5	69.6	97.9	3.4	NA
SIN1339-12 <>	181	1624	1.0	21.6579	1.9	0.0978	2.5	0.0154	1.6	0.65	98.3	1.6	94.7	2.3	6.7	46.8	98.3	1.6	NA
SIN1339-3 <>	145	1973	1.0	21.2144	2.0	0.0999	3.0	0.0154	2.2	0.73	98.3	2.1	96.7	2.7	56.2	48.5	98.3	2.1	NA
SIN1339-20 <>	260	3777	0.8	21.1126	0.7	0.1004	1.9	0.0154	1.7	0.92	98.4	1.7	97.2	1.7	67.7	17.8	98.4	1.7	NA
SIN1339-6 <>	106	2418	1.1	20.5472	1.8	0.1034	3.7	0.0154	3.2	0.87	98.6	3.1	99.9	3.5	131.9	43.4	98.6	3.1	NA
SIN1339-15 <>	150	2069	1.1	20.8970	0.8	0.1019	2.5	0.0154	2.4	0.94	98.8	2.3	98.5	2.3	92.1	19.8	98.8	2.3	NA
SIN1339-19 <>	225	5804	0.9	20.6025	1.8	0.1036	3.1	0.0155	2.6	0.82	99.0	2.5	100.1	3.0	125.5	41.7	99.0	2.5	NA
SIN1339-4 <>	168	2659	2.0	20.6800	1.8	0.1034	2.6	0.0155	1.8	0.72	99.2	1.8	99.9	2.4	116.7	42.3	99.2	1.8	NA
SIN1339-21 <>	76	1624	1.2	21.2090	4.0	0.1017	4.3	0.0156	1.4	0.33	100.1	1.4	98.4	4.0	56.8	96.5	100.1	1.4	NA
SIN1339-14 <>	98	1758	1.2	20.9733	2.2	0.1030	2.8	0.0157	1.6	0.59	100.2	1.6	99.6	2.6	83.4	52.8	100.2	1.6	NA
SIN1339-24 <>	186	6879	1.0	20.6611	2.2	0.1052	3.1	0.0158	2.2	0.70	100.9	2.2	101.6	3.0	118.9	51.5	100.9	2.2	NA
SIN1339-16 <>	73	3427	1.7	19.6933	3.8	0.1109	4.3	0.0158	2.0	0.47	101.3	2.0	106.7	4.4	230.8	88.8	101.3	2.0	NA
SIN1339-22 <>	219	4805	1.0	20.7555	1.2	0.1061	3.1	0.0160	2.8	0.91	102.2	2.8	102.4	3.0	108.1	29.3	102.2	2.8	NA
SIN1339-25 <>	162	3302	1.1	20.6330	2.3	0.1071	3.3	0.0160	2.3	0.71	102.5	2.4	103.3	3.2	122.1	54.2	102.5	2.4	NA

Tabla 11. Datos crudos de la isotopía de U-Pb de zircones individuales para la muestra SIN 12 39 (pulso tonalítico).

Análisis	Relaciones isotópicas										Edades aparentes (Ma)								Conc
	U	206Pb	U/Th	206Pb*	±	207Pb*	±	206Pb*	±	error	206Pb*	±	207Pb*	±	206Pb*	±	Mejor edad	±	
	(ppm)	204Pb		207Pb*	(%)	235U*	(%)	238U	(%)	corr.	238U*	(Ma)	235U	(Ma)	207Pb*	(Ma)	(Ma)	(Ma)	
SIN1341-3 <>	476	7444	1.4	20.6446	1.0	0.0607	1.5	0.0091	1.1	0.72	58.3	0.6	59.8	0.9	120.7	24.3	58.3	0.6	NA
SIN1341-4 <>	303	2253	1.5	20.2534	5.7	0.0629	5.9	0.0092	1.4	0.25	59.3	0.9	61.9	3.5	165.6	133.7	59.3	0.9	NA
SIN1341-12 <>	455	4399	1.5	20.5096	2.7	0.0629	3.9	0.0094	2.8	0.72	60.0	1.7	61.9	2.4	136.2	64.3	60.0	1.7	NA
SIN1341-19 <>	541	4682	1.1	20.8626	1.3	0.0622	3.4	0.0094	3.2	0.93	60.4	1.9	61.2	2.0	95.9	30.7	60.4	1.9	NA
SIN1341-16 <>	258	13645	2.2	20.5847	2.1	0.0633	2.6	0.0094	1.5	0.58	60.6	0.9	62.3	1.6	127.6	50.5	60.6	0.9	NA
SIN1341-25 <>	235	15054	1.6	20.4207	1.4	0.0643	1.8	0.0095	1.1	0.62	61.1	0.7	63.3	1.1	146.4	32.9	61.1	0.7	NA
SIN1341-14 <>	219	1040	1.7	21.8046	2.1	0.0608	4.3	0.0096	3.7	0.87	61.6	2.3	59.9	2.5	-9.6	51.7	61.6	2.3	NA
SIN1341-6 <>	167	2995	2.2	20.4501	3.5	0.0650	4.8	0.0096	3.2	0.67	61.9	2.0	64.0	3.0	143.0	82.7	61.9	2.0	NA
SIN1341-15 <>	156	2472	2.0	20.7121	2.8	0.0642	3.9	0.0096	2.7	0.69	61.9	1.7	63.2	2.4	113.1	66.3	61.9	1.7	NA
SIN1341-23 <>	493	8601	1.4	20.6521	1.1	0.0649	3.5	0.0097	3.3	0.95	62.4	2.0	63.8	2.1	119.9	25.1	62.4	2.0	NA
SIN1341-8 <>	205	3368	1.6	20.7507	2.6	0.0646	3.0	0.0097	1.4	0.48	62.4	0.9	63.6	1.8	108.7	61.6	62.4	0.9	NA
SIN1341-9 <>	259	3867	2.1	20.7164	1.5	0.0648	3.1	0.0097	2.7	0.87	62.5	1.7	63.8	1.9	112.6	36.2	62.5	1.7	NA
SIN1341-5 <>	1021	7173	1.1	20.6100	3.0	0.0652	3.2	0.0098	1.2	0.37	62.6	0.7	64.2	2.0	124.7	70.0	62.6	0.7	NA
SIN1341-1 <>	754	18160	1.0	20.8639	0.9	0.0645	1.6	0.0098	1.4	0.85	62.6	0.9	63.5	1.0	95.8	20.5	62.6	0.9	NA
SIN1341-24 <>	313	4939	1.7	20.3555	2.2	0.0662	2.6	0.0098	1.4	0.55	62.7	0.9	65.0	1.7	153.9	51.6	62.7	0.9	NA
SIN1341-2 <>	293	5218	1.2	19.1348	4.3	0.0712	6.0	0.0099	4.2	0.70	63.4	2.6	69.8	4.0	296.9	97.5	63.4	2.6	NA
SIN1341-7 <>	446	7151	2.3	20.6140	1.3	0.0664	1.4	0.0099	0.6	0.44	63.7	0.4	65.3	0.9	124.2	29.7	63.7	0.4	NA
SIN1341-17 <>	172	5012	2.3	19.9610	4.5	0.0686	5.0	0.0099	2.1	0.42	63.7	1.3	67.4	3.3	199.5	105.5	63.7	1.3	NA
SIN1341-21 <>	126	3768	2.1	20.2459	2.5	0.0681	2.8	0.0100	1.4	0.48	64.2	0.9	66.9	1.8	166.5	57.7	64.2	0.9	NA
SIN1341-10 <>	524	6562	1.4	20.3882	1.3	0.0677	2.7	0.0100	2.4	0.88	64.2	1.5	66.5	1.8	150.1	30.3	64.2	1.5	NA
SIN1341-22 <>	324	4662	1.7	20.8186	1.5	0.0670	2.9	0.0101	2.4	0.84	64.9	1.6	65.8	1.8	100.9	36.6	64.9	1.6	NA
SIN1341-18 <>	754	11433	1.1	20.8856	1.2	0.0672	3.2	0.0102	3.0	0.92	65.3	1.9	66.0	2.0	93.3	28.8	65.3	1.9	NA
SIN1341-20 <>	227	4390	1.7	19.8978	4.3	0.0708	4.6	0.0102	1.5	0.33	65.6	1.0	69.5	3.1	206.9	100.3	65.6	1.0	NA
SIN1341-13 <>	870	22822	0.9	20.8240	1.6	0.0701	1.8	0.0106	0.7	0.42	67.9	0.5	68.8	1.2	100.3	37.7	67.9	0.5	NA
SIN1341-11 <>	647	9297	2.3	20.5963	1.4	0.0724	4.5	0.0108	4.3	0.95	69.4	2.9	71.0	3.1	126.3	31.9	69.4	2.9	NA

Tabla 12. Datos crudos de la isotopía de U-Pb de zircones individuales para la muestra SIN 12 41 (granodiorita).

Análisis	Relaciones isotópicas										Edades aparentes (Ma)						Mejor edad		Conc (%)
	U	206Pb	U/Th	206Pb*	±	207Pb*	±	206Pb*	±	error	206Pb*	±	207Pb*	±	206Pb*	±	Mejor edad	±	
	(ppm)	204Pb		207Pb*	(%)	235U*	(%)	238U	(%)	corr.	238U*	(Ma)	235U	(Ma)	207Pb*	(Ma)	(Ma)	(Ma)	
SIN1354-9 <>	172	6718	3.5	20.0260	2.8	0.1293	6.4	0.0188	5.7	0.90	119.9	6.8	123.5	7.4	192.0	65.7	119.9	6.8	NA
SIN1354-13 <>	233	11130	3.7	20.0743	2.2	0.1341	3.2	0.0195	2.3	0.71	124.6	2.8	127.7	3.8	186.3	51.7	124.6	2.8	NA
SIN1354-4 <>	584	13093	3.2	20.2568	1.0	0.1346	2.6	0.0198	2.4	0.93	126.3	3.1	128.2	3.2	165.2	22.2	126.3	3.1	NA
SIN1354-15 <>	336	12450	2.4	19.8258	2.3	0.1379	3.2	0.0198	2.3	0.71	126.5	2.8	131.1	3.9	215.3	52.5	126.5	2.8	NA
SIN1354-3 <>	506	53979	2.4	20.1820	0.9	0.1392	1.8	0.0204	1.5	0.86	130.0	2.0	132.3	2.2	173.9	21.8	130.0	2.0	NA
SIN1354-16 <>	380	35709	2.2	20.2770	0.7	0.1390	1.1	0.0204	0.8	0.73	130.5	1.0	132.2	1.3	162.9	17.2	130.5	1.0	NA
SIN1354-10 <>	325	3410	2.6	19.1786	3.2	0.1473	3.5	0.0205	1.3	0.38	130.8	1.7	139.6	4.6	291.6	74.0	130.8	1.7	NA
SIN1354-5 <>	130	15603	2.5	19.5595	1.2	0.1450	1.8	0.0206	1.4	0.76	131.2	1.8	137.4	2.3	246.5	26.7	131.2	1.8	NA
SIN1354-8 <>	297	8829	3.2	20.2393	0.7	0.1402	2.0	0.0206	1.8	0.94	131.3	2.4	133.2	2.4	167.3	16.0	131.3	2.4	NA
SIN1354-19 <>	90	2117	3.0	20.3491	1.2	0.1398	2.6	0.0206	2.3	0.88	131.6	3.0	132.8	3.2	154.6	28.0	131.6	3.0	NA
SIN1354-20 <>	83	1776	2.2	18.4820	9.2	0.1544	9.9	0.0207	3.6	0.37	132.1	4.7	145.8	13.4	375.5	207.2	132.1	4.7	NA
SIN1354-7 <>	362	17458	2.6	19.9255	1.2	0.1433	1.7	0.0207	1.2	0.71	132.1	1.6	136.0	2.1	203.6	27.3	132.1	1.6	NA
SIN1354-1 <>	140	4243	3.2	20.4784	2.6	0.1399	3.4	0.0208	2.2	0.65	132.6	2.9	132.9	4.2	139.8	60.0	132.6	2.9	NA
SIN1354-11 <>	278	4223	3.2	20.9951	0.8	0.1367	2.1	0.0208	1.9	0.93	132.8	2.5	130.1	2.5	80.9	18.4	132.8	2.5	NA
SIN1354-18 <>	211	11841	3.0	20.1270	0.8	0.1434	1.9	0.0209	1.7	0.91	133.5	2.2	136.0	2.4	180.2	18.0	133.5	2.2	NA
SIN1354-14 <>	317	9523	2.8	20.2046	0.9	0.1475	2.8	0.0216	2.7	0.95	137.9	3.7	139.7	3.7	171.3	21.2	137.9	3.7	NA
SIN1354-17 <>	547	24574	2.4	20.3361	1.2	0.1475	1.3	0.0217	0.5	0.41	138.7	0.7	139.7	1.7	156.1	27.1	138.7	0.7	NA
SIN1354-6 <>	353	5532	2.7	20.0739	1.4	0.1534	3.5	0.0223	3.2	0.91	142.3	4.5	144.9	4.7	186.4	33.1	142.3	4.5	NA

Tabla 13. Datos crudos de la isotopía de U-Pb de zircones individuales para la muestra SIN 13 54 (ortogneis)

Análisis	Relaciones isotópicas										Edades aparentes (Ma)								Conc
	U	206Pb	U/Th	206Pb*	±	207Pb*	±	206Pb*	±	error	206Pb*	±	207Pb*	±	206Pb*	±	Mejor edad	±	
	(ppm)	204Pb		207Pb*	(%)	235U*	(%)	238U	(%)	corr.	238U*	(Ma)	235U	(Ma)	207Pb*	(Ma)	(Ma)	(Ma)	
SIN1357-2 <>	499	20639	2.8	20.0235	0.7	0.1556	1.5	0.0226	1.3	0.90	144.1	1.9	146.9	2.0	192.3	15.1	144.1	1.9	NA
SIN1357-3 <>	389	120892	1.8	20.0339	0.9	0.1586	2.9	0.0230	2.7	0.95	146.8	4.0	149.5	4.0	191.1	20.6	146.8	4.0	NA
SIN1357-26 <>	328	23832	2.0	19.7236	2.4	0.1637	3.7	0.0234	2.8	0.76	149.2	4.1	153.9	5.2	227.2	55.0	149.2	4.1	NA
SIN1357-1 <>	270	5060	2.3	20.4474	2.0	0.1611	2.7	0.0239	1.8	0.66	152.2	2.6	151.6	3.7	143.3	46.9	152.2	2.6	NA
SIN1357-25 <>	153	8089	2.2	19.9071	2.5	0.1663	4.2	0.0240	3.4	0.80	152.9	5.1	156.2	6.1	205.8	58.0	152.9	5.1	NA
SIN1357-30 <>	626	23439	1.2	20.0017	1.1	0.1663	1.7	0.0241	1.3	0.77	153.7	2.0	156.2	2.4	194.8	25.3	153.7	2.0	NA
SIN1357-27 <>	1492	56845	3.5	20.3120	0.9	0.1649	1.7	0.0243	1.4	0.83	154.7	2.1	155.0	2.4	158.9	21.6	154.7	2.1	NA
SIN1357-20 <>	347	11160	1.9	18.1836	11.5	0.1866	11.6	0.0246	1.8	0.16	156.7	2.8	173.7	18.5	412.0	256.8	156.7	2.8	NA
SIN1357-4 <>	343	24638	1.8	19.7735	0.9	0.1727	1.5	0.0248	1.2	0.79	157.7	1.8	161.8	2.2	221.4	21.2	157.7	1.8	NA
SIN1357-21 <>	731	23695	1.8	20.2446	1.3	0.1689	3.5	0.0248	3.3	0.93	157.9	5.1	158.5	5.1	166.6	30.0	157.9	5.1	NA
SIN1357-29 <>	238	12247	2.2	20.0917	1.6	0.1703	2.7	0.0248	2.2	0.80	158.1	3.4	159.7	4.0	184.3	38.2	158.1	3.4	NA
SIN1357-10 <>	221	6456	1.9	20.2725	1.8	0.1693	3.7	0.0249	3.2	0.87	158.5	5.1	158.8	5.5	163.4	42.1	158.5	5.1	NA
SIN1357-9 <>	511	25355	1.2	20.0205	1.2	0.1715	2.9	0.0249	2.6	0.91	158.5	4.1	160.7	4.3	192.6	27.1	158.5	4.1	NA
SIN1357-5 <>	298	17924	1.9	19.9839	0.7	0.1736	1.6	0.0252	1.5	0.91	160.2	2.4	162.5	2.5	196.9	16.0	160.2	2.4	NA
SIN1357-15 <>	213	15970	2.0	20.0320	1.0	0.1745	5.2	0.0253	5.1	0.98	161.4	8.2	163.3	7.9	191.3	22.4	161.4	8.2	NA
SIN1357-16 <>	248	10316	1.8	19.7135	0.7	0.1776	1.7	0.0254	1.6	0.92	161.7	2.5	166.0	2.6	228.4	16.0	161.7	2.5	NA
SIN1357-23 <>	337	3284	1.5	16.9402	13.6	0.2076	14.2	0.0255	3.8	0.27	162.4	6.1	191.6	24.7	568.3	298.1	162.4	6.1	NA
SIN1357-7 <>	234	8531	1.7	19.5204	0.9	0.1804	1.4	0.0255	1.1	0.79	162.6	1.8	168.4	2.2	251.1	20.2	162.6	1.8	NA
SIN1357-19 <>	240	5600	1.7	20.0795	1.4	0.1759	2.0	0.0256	1.4	0.68	163.1	2.2	164.6	3.0	185.7	33.8	163.1	2.2	NA
SIN1357-22 <>	276	8075	2.0	20.0369	1.9	0.1785	3.4	0.0259	2.8	0.83	165.1	4.6	166.8	5.2	190.7	43.5	165.1	4.6	NA
SIN1357-12 <>	679	16031	2.2	20.1284	0.8	0.1779	2.6	0.0260	2.5	0.95	165.3	4.1	166.3	4.0	180.1	19.5	165.3	4.1	NA
SIN1357-11 <>	193	3906	1.6	20.1338	1.8	0.1794	2.7	0.0262	2.0	0.75	166.7	3.3	167.6	4.1	179.4	41.0	166.7	3.3	NA
SIN1357-13 <>	364	8571	2.4	19.9948	0.6	0.1810	2.6	0.0263	2.6	0.98	167.1	4.3	169.0	4.1	195.6	13.2	167.1	4.3	NA
SIN1357-6 <>	391	3801	1.9	17.1126	3.4	0.2147	5.7	0.0266	4.5	0.80	169.5	7.6	197.5	10.2	546.1	73.7	169.5	7.6	NA
SIN1357-8 <>	414	20519	1.9	19.9749	1.2	0.1841	2.4	0.0267	2.1	0.87	169.7	3.5	171.6	3.8	197.9	27.8	169.7	3.5	NA

Tabla 14. Datos crudos de la isotopía de U-Pb de zircons individuales para la muestra SIN 13 57 (ortogneis)

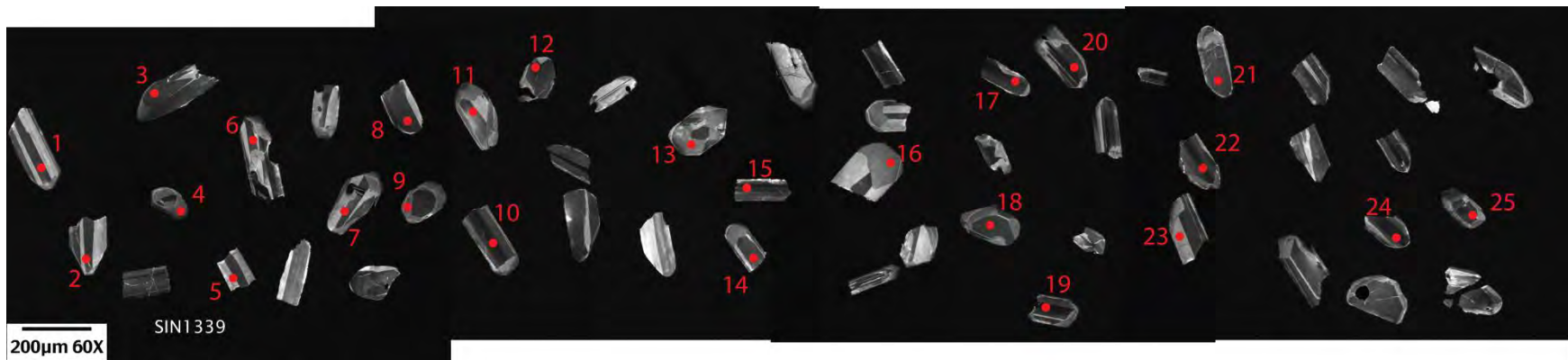
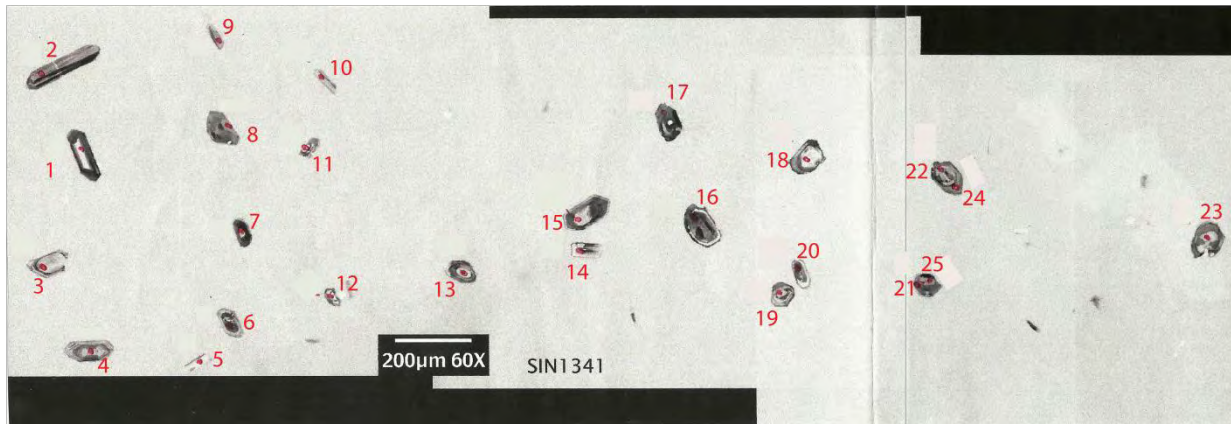


Figura 75. Imagen de catodoluminiscencia de los zircones fechados por Laser Ablation en el laboratorio LaserChron en la Universidad de Arizona. En rojo el lugar exacto del disparo y el número de medición. Muestras SIN 13-41 y SIN 13 -39.

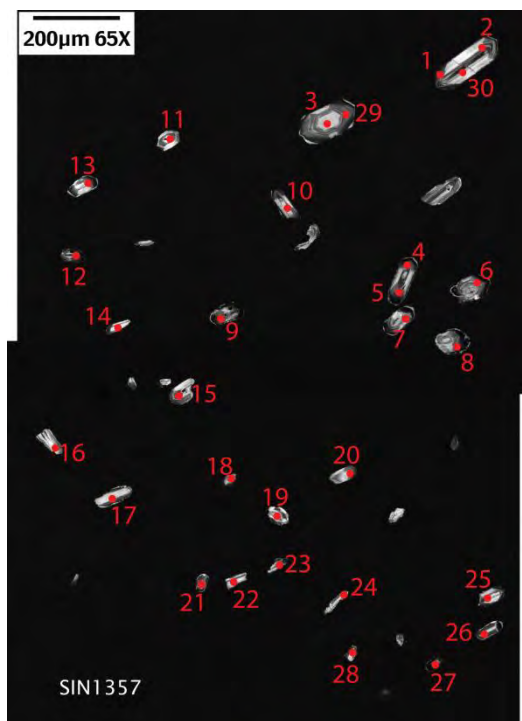
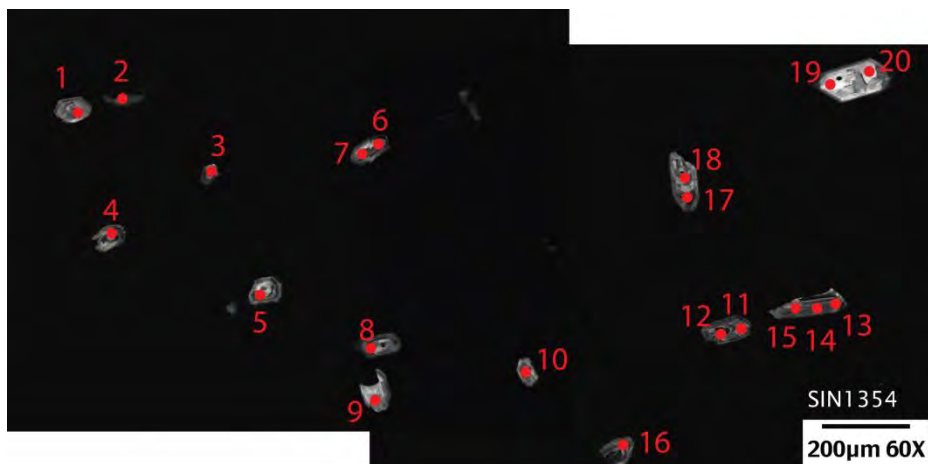


Figura 75. Imagen de catodoluminiscencia de los zircones fechados por Laser Ablation en el laboratorio LaserChron en la Universidad de Arizona. En rojo el lugar exacto del disparo y el número de medición. Muestras SIN 13-54 y SIN 13 -57.

MAPA GEOLÓGICO DEL ÁREA DE MAZATLÁN, SINALOA

