



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE CIENCIAS

**PETROGÉNESIS Y GEOCRONOLOGÍA DE LA SUITE
INTRUSIVA DE LA SIERRA DE LOS REMEDIOS,
COAHUILA.**

T E S I S

**QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
LICENCIADA EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

P R E S E N T A:

LIZBETH BRITO MEJÍA



**DIRECTOR DE TESIS:
DR. ROBERTO MALDONADO VILLANUEVA**

Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2023



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Hoja de Datos del Jurado

1. Datos del alumno

Brito
Mejía
Lizbeth
55 23 24 63 12
Universidad Nacional Autónoma de México
Facultad de Ciencias
Ciencias de la Tierra
314146023

2. Datos del tutor

Dr.
Roberto
Maldonado
Villanueva

3. Datos del sinodal 1

Dra.
Ana María Lizeth
Caballero
García

4. Datos del sinodal 2

Dra.
María Teresa
Orozco
Esquivel

5. Datos del sinodal 3

Dr.
Dante
Morán
Zenteno

6. Datos del sinodal 4

Dr.
Peter
Schaaf

7. Datos del trabajo escrito

Petrogénesis y geocronología de la suite intrusiva de la sierra de Los Remedios,
Coahuila.
102 p.
2023

Dedicatoria

A mi abuelo Chava, por siempre impulsarme a seguir estudiando y darme la mejor infancia a su lado. Por ser esa estrellita en el cielo que siempre me cuida y me hace recordar quién soy y hacia dónde voy.

A mis padres, por siempre apoyarme de todas las formas posibles y ser mi ejemplo de vida. Reconozco todo su esfuerzo para que yo pudiera llegar hasta aquí.

A mis hermanos, quienes siempre me cuidaron y fueron un apoyo emocional en todo momento.

Agradecimientos

Este trabajo fue realizado gracias al Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT) IN101520, así como el proyecto Ciencia de Frontera (Conacyt) No. 7351, ambos a cargo del Dr. Luigi Solari. Asimismo, agradezco el apoyo económico otorgado por parte del programa de becas del Instituto de Geología, UNAM.

Agradezco a mis sinodales el Dr. Peter Schaaf, la Dra. Ana María Lizeth Caballero García, la Dra. María Teresa Orozco Esquivel y al Dr. Dante Morán Zenteno por sus comentarios que ayudaron a enriquecer muchísimo este trabajo. Gracias por su tiempo y disposición para mejorar el escrito.

Gracias a la M. en C. Sandra Guerrero Moreno por enseñarme a procesar mis muestras y por ser mi sensei de la geocronología en U-Pb. Al Dr. Carlos Ortega Obregón por su apoyo con la cátodo y por la capacitación con el uso de los equipos. Gracias a ambos por su colaboración durante la jornada de campo. Asimismo, agradezco al Sr. Juan Aldae Aguilar y al ejidatario Eugenio Aguilar Moreno por su hospitalidad y facilidad para acceder al área de estudio.

Gracias al Laboratorio de Estudios Isotópicos del Centro de Geociencias (UNAM), así como al Dr. Carlos Ortega, al Dr. Luigi Solari y a la Dra. Ofelia Pérez, quienes apoyaron con el fechamiento y obtención de elementos traza en zircón de las muestras analizadas en este trabajo.

Al Taller de Separación de Minerales y Molienda del Centro de Geociencias (UNAM) y a la M. en C. Irene Guadalupe Pérez Casillas quien apoyó con la separación de zircones de algunas muestras.

Al Taller de Laminación del Centro de Geociencias (UNAM) y al responsable Juan Tomás Vázquez Ramírez, quien apoyó con la elaboración de las láminas delgadas.

Al Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X (LANGEM-UNAM) y a la Quím. María Patricia Girón García por los análisis de elementos mayores.

Al Laboratorio Universitario de Petrología (UNAM) y al Ing. Carlos Linares por la capacitación dentro del laboratorio y por la obtención de análisis de microsonda electrónica. Así como Al Laboratorio de Microscopia electrónica de barrido (Instituto de Geología-UNAM) y a la Dra. Adela Margarita Reyes Salas por la obtención de imágenes de electrones retrodispersos.

Al Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (Instituto de Geofísica-UNAM) y al Ing. Teodoro Hernández Treviño por permitirme realizar la petrografía en sus instalaciones.

Agradezco con mucho cariño y de manera muy especial a mi tutor el Dr. Roberto Maldonado Villanueva, de quien tuve la oportunidad de aprender y quien ha sido para mí una figura inspiracional en el mundo de la geología. Siempre estaré eternamente agradecida por todo el apoyo que me ha dado, por involucrarme en actividades que me han permitido aprender y desarrollarme más. Porque me dio la plena confianza de realizar lo que me propusiera pese a mis inseguridades y siempre estuvo con toda la disposición de ayudarme. Sin duda sus palabras siempre me impulsaron a hacer mejor las cosas y sus observaciones me ayudaron mucho a ser más organizada y detallada. Gracias por creer en mí.

Agradezco infinitamente al Dr. Dante Morán por todo su apoyo y por guiarme a lo largo de la carrera. Nunca olvidaré las primeras clases que tomé con él y las cuales hicieron interesarme, emocionarme y apasionarme por la geología. Le agradezco haberme impulsado a ver el mundo y los paisajes con otros ojos, sin duda me cambió la vida. También agradezco su confianza para permitirme trabajar con él y aprender tantas cosas interesantes sobre la geología de México. Siempre tendrá toda mi admiración y atesoraré con mucho cariño todas las charlas, consejos y lecciones de vida que me dio.

Gracias a mis profesores de la Universidad, en especial a la Ing. Ana Rocher, quien siempre habló de la geodinámica de la Tierra con mucha pasión y quien sin darse cuenta hizo que decidiera incursionar en la orientación de Tierra Sólida. También agradezco al Ing. Teodoro H., con quien formé un lazo de amistad más allá de las aulas y quien siempre me ha apoyado y motivado, le agradezco por siempre darme palabras de aliento. Por más tardes de chismecito y de compartir nuestro amor por la geología de Guerrero. A Memo Ortíz, quien me motivó e impulsó para que comenzara a incursionar en el maravilloso mundo de los granitos.

Gracias a mi familia y a mis amigos(as) de la universidad, con quienes compartí clases, prácticas de campo y con quienes pasé momentos muy amenos fuera de clases, en especial a Ale Ríos, Andrea, Jessy, Ale Aguirre, Pao Balderas, Esteban, Ivan, Paolo, Alondra, Yessica y a Carlo. A Erandi y Paquito quienes también me dieron asesorías para mejorar mi mapa. A Evelin por su hospitalidad y por recibirme durante mi estadía en Juriquilla, por siempre ser para mí un ejemplo de geocientíficas que logran y hacen cosas increíbles. A mis amigos/as de toda la vida con quienes me he permitido desahogar y quejarme de la vida adulta, a Diana, Aurora, Dafne, Ari, Gloria, Lili, May, Nestor, Alan O. y Oswaldo. Gracias por las noches de mucho baile. Gracias a Aletsuki por compartir conmigo momentos entrañables. A la pequeña Ivonne, con quien siempre sentí toda la confianza de hablarle de mis sentimientos y con quien siempre disfruté compartir pensamientos sobre la vida. A mi amiga del alma Jazmín, con quien compartí fiestas, viajes, conciertos y un sinnúmero de experiencias que con y/o sin vergüenza podremos contarles a nuestros nietos. A mi amiga Itzamara, quien siempre demostró de qué están hechas las mujeres de Guerrero, por tener el corazón más grande y noble que jamás haya conocido. Gracias por compartirme un pedacito de ti y por permitirme ser tu amiga.

Tabla de contenido

<i>Lista de Figuras</i>	8
<i>Lista de Tablas</i>	12
<i>Resumen</i>	13
<i>Abstract</i>	14
CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN	15
1.1 Planteamiento del problema y justificación	15
1.2 Hipótesis	16
1.3 Objetivos	16
1.4 Área de estudio	17
CAPÍTULO 2. MARCO GEOLÓGICO Y TECTÓNICO DEL ÁREA DE ESTUDIO	18
2.1 Terreno Coahuila	18
2.2 Bloque Coahuila	19
2.2.1 Basamento precámbrico	21
2.2.2 Formación Las Delicias	21
2.2.3 Arco Las Delicias	22
2.2.4 Rocas plutónicas permo-triásicas	22
2.2.5 Unidades Mesozoicas (Cretácicas)	23
CAPÍTULO 3. FUNDAMENTOS TEÓRICOS	25
3.1 Generación de los magmas graníticos y su contexto tectónico	25
3.2 Clasificación	25
3.3. Características petrográficas y morfológicas	29
3.4 Métodos usados para estudiar las rocas graníticas	31
3.4.1 Cartografía y petrografía	31
3.4.2 Geoquímica	31
3.4.3 Termobarometría	32
3.4.4 Geocronología	33
CAPÍTULO 4. METODOLOGÍA	34
4.1 Revisión y compilación bibliográfica	34
4.2 Trabajo de campo	34
4.3 Procesamiento de las muestras	35
4.3.1 Petrografía	35

4.3.2 Molienda de roca y separación de minerales	36
4.4 Procedimientos analíticos.....	38
4.4.1 Geoquímica de elementos mayores y traza	38
4.4.2 Geocronología U-Pb en zircón.....	39
4.4.3 Microsonda electrónica.....	39
CAPÍTULO 5. RESULTADOS	41
5.1 Geología de la suite intrusiva Acatita y su roca encajonante	41
5.1.1 Suite intrusiva Acatita	41
5.1.2 Roca encajonante (Formación Las Delicias).....	45
5.2 Petrografía.....	47
5.2.1 Suite intrusiva Acatita	47
5.2.2 Roca encajonante	53
5.3 Geoquímica	55
5.3.1 Elementos mayores	56
5.3.2 Elementos traza	59
5.4 Geocronología U-Pb en zircón	61
5.4.1 Edades de zircón	61
5.4.2 Química del zircón	67
5.5 Termobarometría	68
5.5.1 Termometría de Ti en zircón	68
CAPÍTULO 6. ANÁLISIS Y DISCUSIÓN.....	71
6.1 Evolución geológica de la Sierra de Los Remedios.....	71
6.2 Petrogénesis de la suite intrusiva Acatita.....	72
6.3 Contexto tectónico del magmatismo triásico	76
CAPÍTULO 7. CONCLUSIONES	79
REFERENCIAS.....	80
ANEXOS.....	88

LISTA DE FIGURAS

Figuras	Descripción	Pág.
Figura 1	Área de estudio ubicada en la Sierra de Los Remedios, Coahuila (el área se observa dentro del recuadro negro).	17
Figura 2	Modelos de la posible extensión del Cinturón Orogénico Ouachita Maratón (COOM). El primer modelo sugiere una extensión sur (margen este) y el segundo modelo sugiere una extensión suroeste (margen oeste) (Modificado de Moreno <i>et al.</i> , 2000).	19
Figura 3	Bloque de Coahuila delimitado al norte por la falla San Marcos y al sur por la Megacizalla Mojave-Sonora. Localidades mencionadas: SR: Sierra de Los Remedios; SER: Sierra El Rey; VA: valle Acatita; ST: Sierra Tlahualilo; SC: Sierra de La Campana; SD: Sierra de Las Delicias; VS: valle El Sobaco; SP: Sierra de Paila; SA: Sierra de Los Alamitos; SG: Sierra de La Gavia; SPR: Sierra de Parras; PM: Potreo de La Mula; SM: Sierra Mojada.	20
Figura 4	Diagrama de Streckeisen para la clasificación de rocas graníticas con base a su contenido modal QAP. En la región sombreada se observan los cinco campos que conforman los "granitoides". Q= Cuarzo; A= Feldespato alcalino y P= Plagioclasa.	26
Figura 5	Clasificación de Shand (1943) para rocas graníticas de acuerdo con la saturación de alúmina. Se indican los minerales tipo para cada clasificación (Clarke, 1992). A=Al ₂ O ₃ ; C=CaO; N=Na ₂ O; K=K ₂ O. Modificado de Shand (1943).	27
Figura 6	Preparación de las láminas delgadas. A) Se observan todas las briquetas de las muestras seleccionadas cortadas al tamaño de un portaobjetos. B) Cortadora MK Diamond 151991 mk-101 Tile Saw utilizada para cortar las briquetas de las muestras. C) Esmerilado con abrasivo 400 sobre placa de vidrio. D) Microscopio petrográfico Zeiss Axioskop 40 del Instituto de Geología, UNAM utilizado para tomar fotografías de las secciones delgadas en Luz Paralela Plana (LPP) y Nicols Cruzados (NC).	36
Figura 7	Preparación de las muestras para pulverizar y separar minerales. A) Prensa hidráulica donde se pulverizaron las muestras. B) Se observan las dos alícuotas, una para análisis geoquímico y otra para análisis geocronológico. C) Se muestra una muestra pulverizada y la batea que fue utilizada para separar los cristales de zircón. D) Microscopio estereoscópico Laica Microsystems. E) Cristales de zircón ordenados en cubreobjetos de vidrio con cinta adhesiva y F) Mortero mecánico donde se realizó el segundo pulverizado para el análisis geoquímico (Shatterbox).	38
Figura 8	Mapa geológico de la Sierra de Los Remedios.	43
Figura 9	Suite intrusiva Acatita y sus relaciones de campo. A) Granitoide con enclaves máficos de aspecto esferoidal. B) Afloramiento de la suite intrusiva con menor presencia de enclaves máficos. Presenta un aspecto masivo, fracturado y alterado, se observan vetas de cuarzo que rellenan los planos de debilidad de la roca. C) Contacto discordante entre la unidad granítica y la caliza perteneciente a la Fm. Acatita. D), E) y F) Muestran las diferentes texturas y tamaños de los enclaves máficos. Se observan	44-45

morfologías elipsoidales, esféricas e irregulares. G) Se observa un granitoide con una foliación magmática. H) Textura orbicular en enclave máfico de 12 cm de diámetro. I) Muestra la pegmatita que forma parte de la suite intrusiva Acatita.

- Figura 10 Roca encajonante de la suite intrusiva. A) y B) Unidad pizarrosa y su textura granolepidoblástica. Se observan los pseudomorfos de clorita y sericita reemplazando la cordierita. C) Meta-arenisca foliada con una superficie intemperizada. D) Ortoconglomerado polimíctico soportado por una matriz arenosa fina. Se observan clastos con diámetros que varían de 1 hasta 10 cm. E) Paraconglomerado de guijarros oligomíctico soportado por una matriz arcillosa. Los bloques que contienen los conglomerados tienen un tamaño de hasta 40 cm. 46-47
- Figura 11 Microfotografías de granitoides. A) Zoneamiento composicional concéntrico en fenocristal de plagioclasa. B) Zoneamiento en parche en fenocristal de plagioclasa. C) Fenocristales de plagioclasa formando una textura cumulítica. D) Se observa el feldespato en una textura intersticial. E) Extinción ondulada en fenocristal de feldespato potásico. F) Cristal de anfíbol zoneado. El núcleo del cristal se observa en un tono pardo y los bordes en un tono verde. G) Fenocristal de biotita con aparente zoneamiento. El núcleo se observa en un color pardo oscuro mientras que los bordes se observan en un color pardo claro. H) Se observa el cuarzo en una textura Intersticial. 49
- Figura 12 Microfotografías de enclaves máficos. A) Cristales de anfíbol con inclusiones dispuestos al azar formando una textura subofítica. B) Cristales de plagioclasa en una textura acumulada. C) Fenocristal de plagioclasa con zoneamiento composicional concéntrico. D) Fenocristal de plagioclasa con zoneamiento en parche. E) Cristal de anfíbol zoneado. El núcleo del cristal se observa en un tono pardo y los bordes en un tono verde. F) Textura de en peine de anfíbol y clinopiroxeno G) Se observa un intercrecimiento entre el anfíbol y biotita, este último cloritizándose. H) Clinopiroxeno siendo parcialmente reemplazado por anfíbol. 51-52
- Figura 13 Microfotografías de pegmatita. A) Exsolución de la plagioclasa en fenocristal de feldespato potásico (pertitas). B) Cuarzo y feldespato intercrecidos formando una textura gráfica. 53
- Figura 14 Microfotografías roca encajonante. A) Textura granolepidoblástica inequigranular ligeramente foliada. B) Pseudomorfo de muscovita y clorita reemplazando cordierita. 54
- Figura 15 Clasificación de Streckeisen para la suite intrusiva Acatita. Los granitoides tienen composiciones variables y caen en los campos de tonalita, cuarzo monzodiorita y diorita, mientras que los enclaves máficos caen principalmente en el campo de la diorita/gabro variando composicionalmente a monzodiorita. 55
- Figura 16 Diagramas geoquímicos. A) Diagrama TAS para rocas plutónicas (Le Maitre 1989, modificado para rocas plutónicas por Moddlemost 1994). B) Diagrama de clasificación (Frost *et al.*, 2008). C) Diagrama de índice de alcalinidad (Frost *et al.*, 2001). D) Diagrama de índice de aluminosidad (Shand 1943). E) Diagrama AFM de clasificación de series magmáticas (Irvine & Baragar, 1971). 57

Figura 17	Gráficos multielementos tipo Harker de elementos mayores Al_2O_3 , MgO , CaO , MgO , MnO , K_2O , TiO_2 , Na_2O y P_2O_3 vs. SiO_2 para las muestras analizadas en este trabajo y los resultados obtenidos por McKee <i>et al.</i> (1999).	58-59
Figura 18	Diagramas para elementos traza. A) Diagrama de tierras raras normalizado con respecto a la condrita de McDonough y Sun (1995). B) Diagrama multielemental tipo "Spider" con valores normalizados con respecto al manto primordial de Sun y McDonough (1989).	61
Figura 19	Catodoluminiscencia (CL) de zircón en diorita (AC4_B). Se pueden observar los núcleos de alta luminiscencia con un zoneamiento concéntrico-oscilatorio de baja luminiscencia, principalmente en granos más alargados y los núcleos de baja luminiscencia con un zoneamiento concéntrico-oscilatorio de alta luminiscencia, principalmente en granos más redondeados.	62
Figura 20	Datos de fechamiento U/Pb de Diorita (AC4_B): A) Diagrama de concordia de Wetherill. B) Diagrama de edad $^{206}\text{U}/^{238}\text{Pb}$ media ponderada para los cristales. C) Diagrama de dispersión de tierras raras normalizado con respecto a McDonough y Sun (1995).	63
Figura 21	Catodoluminiscencia (CL) de zircones en el gabro. Se observan los granos de zircón con núcleos subédricos-anédricos de alta luminiscencia con crecimientos oscilatorios de baja luminiscencia.	64
Figura 22	Datos de fechamiento U/Pb de Gabro (AC10): A) Diagrama de concordia de Wetherill. B) Diagrama de edad $^{206}\text{U}/^{238}\text{Pb}$ media ponderada para los cristales. C) Diagrama de dispersión de tierras raras normalizado con respecto a McDonough & Sun (1995).	65
Figura 23	Catodoluminiscencia (CL) de zircones de la pizarra (AC8_B). Se observan los granos de zircón con núcleos euédrica-subédrica de baja luminiscencia con sobrecrecimientos oscilatorios de alta luminiscencia.	66
Figura 24	Datos de fechamiento U/Pb de Pizarra (AC8_B): A) y B) Diagrama de concordia de Wetherill para toda la población de edades. C) Diagrama de Estimaciones de Densidad de Kernel (KDES). D) Diagrama de dispersión de tierras raras normalizado con respecto a McDonough & Sun (1995).	67
Figura 25	Diagrama de discriminación de zircón basados en U/Yb según Grimes <i>et al.</i> (2015)	68
Figura 26	Figura 26. Boxplot de la temperatura ($^{\circ}\text{C}$) de Ti en zircón de Ferry & Watson (2007) para muestras representativas de la suite intrusiva.	69
Figura 27	A) y B) Diagramas de discriminación tectónica de Pearce <i>et al.</i> (1984); VAG=granitos de arco volcánico, ORG=granitos de dorsal oceánica, WPG=granitos de ambiente intra-placa, syn-COLG=granitos de ambiente sin-colisional.	72
Figura 28	Diagramas de A) Nb/La vs. U/Nb, B) Nb/La vs. Th/Nb, C) Nb/La vs. U/Nb y D) Nb/La vs. Th/Nb en ppm. El sombreado verde representa rocas basálticas típicas de arco (Bea <i>et al.</i> , 2021).	73

- Figura 29 Diagramas para elementos traza. A) Diagrama de tierras raras normalizado con respecto a la condrita de McDonough y Sun (1995). B) Diagrama multielemental tipo "Spider" con valores normalizados con respecto al manto primordial de Sun y McDonough (1989). El sombreado verde representa los patrones de elementos traza para apinitas de Murphy *et al.* (2019). 74
- Figura 30 Esquema de modelo tectónico para el magmatismo de la suite Intrusiva Acatita (sin escala). A) Adición de fluidos y sedimentos durante la subducción del Carbonífero-Pérmico. B) Inicia la colisión continental entre Laurentia y Gondwana, hay engrosamiento de la corteza y la Fm. Las Delicias es deformada y metamorfoseada regionalmente. Deja de haber un aporte de fluidos y sedimentos en el manto litosférico subcontinental de peridotita de espinela (SCLM) metasomatizado durante el Pérmico-Triásico. C) La zona de slab se fragmenta y da lugar a una ventana astenosférica, la cual influye en la fusión por descompresión del SCLM, desarrollando composiciones appiniticas. A partir del Triásico Tardío (~222 Ma) un régimen extensional permite el ascenso de las diferentes fuentes de magma. Modificado de Murphy, (2020); Murphy *et al.* (2019); Neilson *et al.* (2009); Pe-Piper *et al.* (2009). MASH: Procesos de fusión-asimilación-almacenamiento-homogenización. Underplating: Acumulación de un fundido parcial en la base de la corteza. 77
- Figura 31 Modelo paleogeográfico del Triásico Tardío (Modificado de Cochrane *et al.*, 2014; Maldonado *et al.*, 2018; Solari *et al.*, 2011; Weber *et al.*, 2007). 78

LISTA DE TABLAS

Tablas	Descripción	Pág.
Tabla 1	Litosomas descritos por McKee <i>et al.</i> (1999) para el área de estudio.	22
Tabla 2	Edades documentadas para los plutones que afloran en la Sierra de Los Remedios-Sierra de Las Delicias, Sierra Mojada y Potrero de La Mula.	24
Tabla 3	Síntesis de clasificaciones de granitoides de acuerdo a su petrogénesis y tectónica. Modificado de (Toselli, 2010).	29
Tabla 4	Tabla con las coordenadas de las rocas colectadas.	34-35
Tabla 5	Síntesis mineralógica a partir del análisis petrográfico.	54
Tabla 6	Análisis geoquímicos de elementos mayores.	55
Tabla 7	Análisis geoquímicos de elementos traza.	60
Tabla 8	Resumen de resultados termobarométricos promediados para las muestras representativas de la suite intrusiva Acatita y la roca encajonante.	70

RESUMEN

En la Sierra de Los Remedios, Coahuila, aflora una secuencia vulcanosedimentaria paleozoica (terreno Las Delicias) ligeramente metamorfoseada y deformada que puede asociarse temporalmente a la formación del Cinturón Orogénico Ouachita-Marathon (COOM), el cual se ha interpretado como resultado de la amalgamación del supercontinente Pangea. Estas rocas son atravesadas por la suite intrusiva Acatita, de la cual poco se sabe sobre su naturaleza y cuyo origen magmático se ha restringido a un ambiente de arco continental. En este trabajo se realizó un análisis de campo, petrográfico, termobarométrico, geocronológico y geoquímico de la suite Acatita que permite esclarecer el origen y el contexto de emplazamiento del magma. La suite intrusiva Acatita se extiende ~10 km con orientación NNW-SSE y está constituida principalmente por 1) tonalitas, cuarzo monzodioritas y dioritas, 2) enclaves máficos enriquecidos en hornblenda (clasificados principalmente como gabros de hornblenda, dioritas y monzodioritas), y 3) diques aplíticos y pegmatíticos. Estas rocas infrayacen discordantemente a un conglomerado cretácico de la Formación Las Uvas. Los análisis de U-Pb en zircón de dos muestras representativas de la suite, sugieren edades entre ~223 y 213 Ma, las cuales se pueden interpretar como edades de cristalización. Adicionalmente, la termobarometría basada en el termómetro de Ti en zircón y el termómetro basado en la composición de anfíboles cálcicos cristalizados a partir de magmas calcoalcalinos, así como el barómetro de Al en anfíbol, permitieron establecer un rango de temperatura de ~750° a 844°C a una presión ~2.4 kbar (~8 km), lo cual brinda información sobre las condiciones de emplazamiento de la suite. Finalmente, la composición de elementos mayores y traza de la suite, sugiere una firma propia de un ambiente de arco continental. Sin embargo, algunas características como sus contenidos relativamente altos de Ba y Sr, así como de elementos de tierras raras pesadas (HREE), sugiere la participación de un magma más enriquecido en éstos. Por otro lado, las evidencias de mingling sugieren la existencia de distintas fuentes de magma y un proceso de hibridación complejo. En este trabajo se propone que parte del magma derivó de un manto heterogéneo (metasomatizado y astenosférico), ascendiendo y contaminándose en niveles corticales más someros con afinidad calcoalcalina. Otras porciones del magma se habrían derivado de la fusión parcial de una corteza máfica. La formación de estos distintos magmas podría relacionarse con un adelgazamiento de la corteza durante la disgregación del supercontinente Pangea.

ABSTRACT

In the Sierra de Los Remedios, Coahuila, a Paleozoic vulcanosedimentary sequence (Las Delicias Terrain) slightly metamorphosed and deformed can be temporally associated to the formation of the Ouachita-Marathon Orogenic Belt (COOM), which has been interpreted as a result of the amalgamation of the supercontinent Pangea. These rocks are cut by the Acatite intrusive suite. Little is known about its nature and its magmatic origin has been restricted to a continental arc environment. In this work, work field, petrographic, thermobarometric, geochronological and geochemical analyses of the Acatite suite were performed to clarify the origin and emplacement context of the magma. The Acatite intrusive suite extends ~10 km with NNW-SSE orientation and consists mainly of 1) tonalites, quartz monzodiorites and diorites, 2) hornblende-enriched mafic interlayers (mostly classified as hornblende gabbros, diorites and monzodiorites), and 3) aplitic and pegmatitic dikes. These rocks underlie discordantly a Cretaceous conglomerate of the Las Uvas Formation. Zircon U-Pb analyses of two representative samples from the suite yielded ages between ~223 and 213 Ma, which are interpreted as crystallization ages. Additionally, thermobarometric analyses based on the Ti thermometer in zircon and the composition-based thermometer of calcic amphiboles crystallized from calcoalkaline magmas, as well as Al barometer in amphibole, allowed to establish a temperature range of ~750° to 844°C at a pressure ~2.4 kbar (~8 km), which provides information on the emplacement conditions of the suite. Finally, major and trace element compositions suggest a signature continental arc.

However, some characteristics such as its relatively high contents of Ba and Sr, as well as heavy rare earth elements (HREE) suggest the participation of a magma which was more enriched in these elements. On the other hand, mingling evidence suggests the existence of different magma sources and a complex hybridization process. In this work it is proposed that part of the magma derived from a heterogeneous upper mantle (metasomatized and asthenospheric) ascends and was contaminated with a calc alkaline component in shallower crustal levels. Other portions of the magma would have been derived from partial melting of a mafic crust. The formation of these different magmas could be related to a thinning of the crust during the breakup of the supercontinent Pangea.

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

1.1 Planteamiento del problema y justificación

La Sierra de Los Remedios forma parte del bloque Coahuila (Campa & Coney, 1983), un elemento paleogeográfico y estructural que se encuentra delimitado tectónicamente por la falla de San Marcos al norte (Chávez Cabello, 2005) y por la megacizalla Mojave-Sonora al sur (Anderson & Schmidt, 1983) en el estado de Coahuila, México. Debido a esa delimitación tectónica y a su estratigrafía paleozoica distintiva, el bloque Coahuila es reconocido como un terreno tectonoestratigráfico, el cual fue referido como “terreno Las Delicias” por McKee & Jones (1999).

Haarmann (1913) describió por primera vez las rocas paleozoicas que afloran al sur de Coahuila, en donde identificó areniscas, margas y conglomerados deformados a los que nombró “Estratos Las Delicias”, haciendo referencia a la localidad. Posteriormente King *et al.* (1944) realizó un mapa de la distribución de esas rocas, el cual fue complementado con datos paleontológicos de otros autores (McKee *et al.*, 1999). Entre las rocas paleozoicas identificadas por King *et al.* (1944) se encontraron filitas y pizarras asociadas a un metamorfismo regional de bajo grado pertenecientes al Devónico-Carbonífero, sobre las cuales se depositaron grauvacas, areniscas, tobas andesíticas-dacíticas, conglomerados y lutitas que dan origen a la Formación Las Delicias (Fm. Las Delicias). Estas rocas vulcanosedimentarias se depositaron durante el Pensilvánico-Pérmico y se interpretan como un conjunto de rocas que fueron empujadas y plegadas debido al movimiento y a la formación del Cinturón Orogénico Ouachita Marathon (COOM), el cual es resultado de la colisión entre Laurencia y Gondwana (McKee *et al.*, 1988). Cortando a estas unidades, se describió un intrusivo pre-cretácico llamado “plutón El Coyote”, cuya naturaleza y significado geológico son inciertos.

En el caso del intrusivo se reportaron edades de ca. 266 Ma utilizando el método K-Ar (Torres *et al.*, 1992), sin embargo, estudios posteriores han sugerido una edad de enfriamiento de entre 205 y 215 Ma utilizando el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Molina-Garza, 2005). Estos métodos geocronológicos pueden reflejar edades de diferentes naturalezas, mientras que los métodos K-Ar y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ suelen reflejar edades de enfriamiento, el método U-Pb suele establecer la edad de cristalización. Esto también ha generado incertidumbre en cuanto a la afinidad y el contexto tectónico que originó su emplazamiento. Por una parte, se sugiere que, si la edad de cristalización es permo-triásica, podría asociarse a un magmatismo de arco volcánico producto de una subducción circun-Pacífica (Torres *et al.*, 1999). Por otro lado, si las rocas corresponden al Triásico Tardío su emplazamiento podría asociarse a: 1) *Al inicio de la conformación de un arco volcánico Triásico-Jurásico causado por la subducción de la placa del Farallón y Kula por debajo de la placa norteamericana* (Bartolini *et al.*, 1999; Handschy *et al.*, 1987) o bien, 2) *A un contexto de un magmatismo post-orogénico asociado a la disgregación de Pangea* (e.g. Maldonado *et al.*, 2018). Sin embargo, en la actualidad no existe información petrológica, geoquímica y geocronológica suficiente para evaluar estas

alternativas, por lo que es necesario un estudio detallado de este ensamble plutónico, referido en este trabajo como "suite intrusiva Acatita", que permita confirmar su temporalidad, conocer su afinidad y, por lo tanto, determinar el contexto tectónico en el que se pudo haber emplazado.

1.2 Hipótesis

Dado que la suite intrusiva Acatita corta una serie de rocas vulcanosedimentarias y metamorfoseadas carboníferas-pérmicas, y puesto que estudios previos han sugerido una edad triásica tardía (217-205 Ma) para los cuerpos intrusivos, es posible que la suite se haya emplazado como resultado del inicio de la separación de Pangea y que, por lo tanto, conserve evidencias geoquímicas y petrográficas de un magmatismo post-orogénico.

1.3 Objetivos

Objetivo general

- El objetivo de este trabajo es realizar un análisis petrográfico, geoquímico, geocronológico y termobarométrico de la suite intrusiva Acatita para conocer la naturaleza y el origen del magma. A su vez, se evaluará el contexto tectónico o regional asociado al pulso que generó el emplazamiento de los granitoides.

Objetivos particulares

- Realizar una cartografía detallada de la distribución espacial de la suite intrusiva.
- Analizar la geoquímica de roca total y de elementos traza de la suite y determinar su afinidad geoquímica.
- Obtener la edad de la suite intrusiva Acatita y la de su basamento metamórfico por medio del método LA-ICP-MS (espectrometría de masas con plasma de acoplamiento inductivo y ablación láser) en zircón.
- Determinar las condiciones de emplazamiento de la suite aplicando el termómetro de Ti en zircón de Ferry & Watson (2007) y el barómetro de Al en anfíbol de Mutch *et al.* (2016), así como el termómetro basado en la composición de anfíboles cálcicos cristalizados a partir de magmas calcoalcalinos de Ridolfi *et al.* (2010) y Ridolfi & Renzulli (2012).
- Llevar a cabo una caracterización preliminar de la secuencia metamórfica en la que está emplazada la suite.

1.4 Área de estudio

El área de estudio (Figura 1) se ubica en la Sierra de Los Remedios, al suroeste del estado de Coahuila, aproximadamente 110 km al norte de Torreón. Esta sierra, que forma parte de la Sierra Madre Oriental, tiene una orientación nor-noroeste (NNW) – sur sureste (SSE) y se encuentra limitada al sur por la Sierra de Las Delicias, al oeste por el valle de Acatita y al este por el valle El Sobaco. El acceso a esta área es a través de la carretera estatal 91, La Noria, Coahuila.

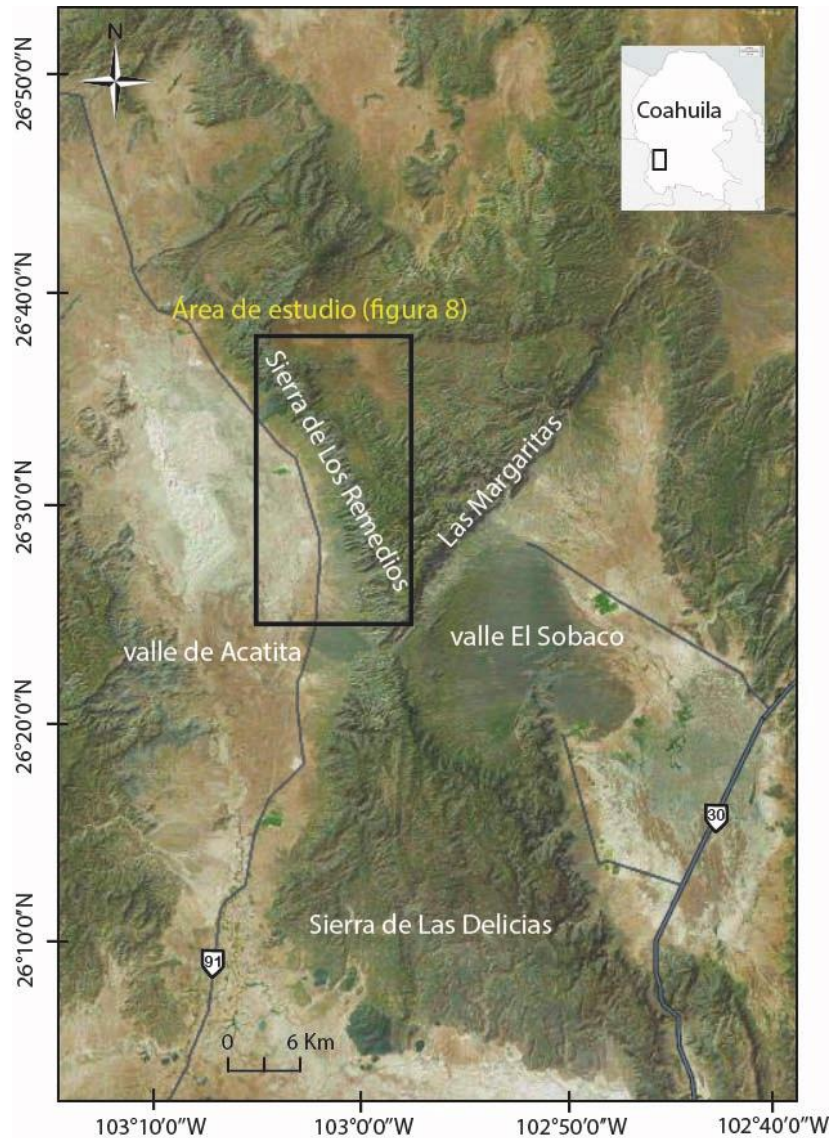


Figura 1. Área de estudio ubicada en la Sierra de Los Remedios, Coahuila (el área se observa dentro del recuadro negro).

CAPÍTULO 2. MARCO GEOLÓGICO Y TECTÓNICO DEL ÁREA DE ESTUDIO

Desde el punto de vista tectónico, el área de estudio forma parte de un bloque cortical que se encuentra ubicado al sur del Cinturón Orogénico Ouachita Marathon (COOM) (Figura 2), el cual se ha interpretado como un remanente del noreste del supercontinente Gondwana que fue empujado y suturado a Laurentia durante el Pérmico tardío (Dickinson & Lawton, 2001; Handschy *et al.*, 1987; Poole *et al.*, 2005).

El origen, distribución y evolución tectónica de la corteza pre-cretácica en el norte de México, sigue siendo poco clara y existe escasa información. En gran medida se debe a la extensa cobertura sedimentaria más reciente, sin embargo, se ha considerado que las rocas paleozoicas se encuentran mejor expuestas y no tan deformadas al suroeste del estado de Coahuila (McKee *et al.*, 1999). Las diferentes interpretaciones sobre el registro geológico de esta región ha producido una diversidad de nombres, incluidos: península de Coahuila (Kellum, 1936), terreno Coahuila (Campa & Coney, 1983), terrenos Coahuiltecano y Tarahumara (Sedlock *et al.*, 1993), terreno Las Delicias (McKee *et al.*, 1999) y bloque de Coahuila (Dickinson & Lawton, 2001). Por simplicidad, en este trabajo se adopta el concepto original del terreno Coahuila y se considera al bloque Coahuila como un elemento estructural y paleogeográfico distintivo dentro de dicho terreno (Dickinson & Lawton, 2001; González Sánchez *et al.*, 2007).

2.1 Terreno Coahuila

El terreno Coahuila (Campa & Coney, 1983) se encuentra delimitado por el terreno Sierra Madre al sur y por el Cinturón Orogénico Ouachita-Marathon al norte, sin embargo, también ha sido nombrado terreno Coahuiltecano (Sedlock *et al.*, 1993) y se ha delimitado por la Megacizalla Mojave-Sonora al sur y el cinturón orogénico Ouachita-Marathon al norte. Este terreno está conformado por 3 subprovincias: 1) *El bloque Coahuila*, 2) *La cuenca Sabinas-La Popa* y 3) *La Plataforma Burro-Peyotes* (Moran-Zenteno, 1994).

El terreno Coahuila está constituido por un conjunto de rocas que se han interpretado como resultado de un arco volcánico Pensilvánico-Pérmico, las cuales corresponden a detritos volcánicos andesíticos y dacíticos, sedimentos siliclásticos de origen pelágico que experimentaron movimientos post-deposicionales, y detritos y escombros de caliza (McKee *et al.*, 1988). Éstas presentan un metamorfismo de bajo grado y son atravesadas por un conjunto de rocas intrusivas triásicas. Todas estas unidades constituyen principalmente el basamento del bloque Coahuila.

Finalmente, sobre este grupo de rocas, se depositan discordantemente unidades sedimentarias mesozoicas que son el resultado de varios episodios de transgresión y regresión marina durante la apertura del Golfo de México.

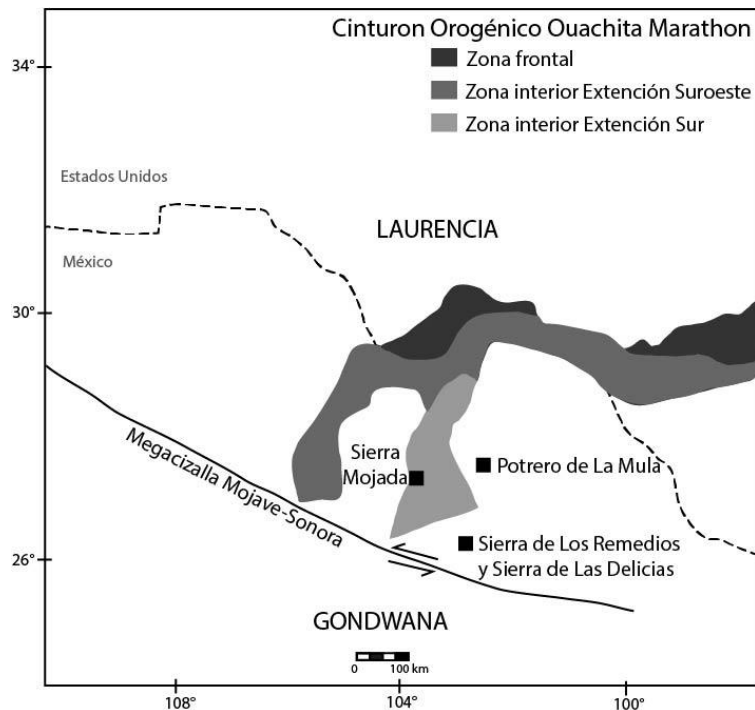


Figura 2. Modelos de la posible extensión del Cinturón Orogénico Ouachita Maratón (COOM). El primer modelo sugiere una extensión sur (margen este) y el segundo modelo sugiere una extensión suroeste (margen oeste) (Modificado de Moreno *et al.*, 2000).

2.2 Bloque Coahuila

El bloque Coahuila es un elemento estructural internamente coherente cuyo origen ha sido interpretado a través de su basamento y ha sido discutido por diversos autores. Handschy *et al.* (1987) propuso que las rocas que conforman el basamento fueron empujadas y acrecionadas hacia la zona interior del Cinturón Orogénico Ouachita-Marathon antes de ser intrusionadas en el Pérmico-Triásico. Esta idea fue apoyada por la proximidad y la relación de contacto entre las rocas de arco del Pensilvánico-Pérmico y la zona interior del COOM, así como la dirección de empuje de las rocas hacia el oeste, igual que el COOM (Chávez Cabello, 2005). Posteriormente, se propuso (McKee *et al.*, 1988, 1990, 1999) que el bloque Coahuila es alóctono y que fue desplazado a través de la Megacizalla Mojave-Sonora. Esta idea fue apoyada a partir de la distribución sedimentaria de facies, sus edades y las relaciones estratigráficas. Otra idea fue propuesta por Torres *et al.* (1999), quien sugirió la existencia de una zona de subducción al oeste de Pangea como resultado de la formación del COOM, la cual habría originado rocas cuyas edades van de 287 a 232 Ma. Por último, una cuarta propuesta sobre el basamento del bloque Coahuila (Lopez *et al.*, 2001) sugiere que tiene una afinidad gondwánica y que podría ser parte del terreno Oaxaquia, por lo tanto, el bloque Coahuila puede interpretarse como un fragmento de la parte noroeste de Gondwana y no como un bloque alóctono. Se estima que este bloque no presentó algún desplazamiento significativo después de la sutura con Laurentia en el Pérmico temprano y la eventual disgregación de Pangea (Dickinson & Lawton, 2001). A pesar de ello, se ha propuesto que el bloque Coahuila disminuyó su tensión interna y se relajó durante la apertura del Golfo de México durante el

Mesozoico. Adicionalmente, Garrison & McMillan (1997) Chávez-Cabello *et al.* (2005a) y Eguiluz de Antuñaño (2001) sugieren que el bloque tuvo movimientos durante el depósito de sedimentos marinos en el Jurásico-Cretácico, los cuales influyeron en la subsidencia y acomodo de los sedimentos (Eguiluz de Antuñaño, 2011).

El bloque Coahuila se ha usado como un equivalente al terreno Las Delicias y también ha sido definido como un elemento paleogeográfico (Kellum, 1936; Eguiluz de Antuñaño, 2001), el cual está delimitado estructuralmente por la falla de San Marcos al norte y por la falla inferida Mojave-Sonora al sur (Figura 3). Se ha interpretado que este bloque es resultado de un evento de rifting del Triásico Tardío-Jurásico Medio (Kellum, 1936).

La falla de San Marcos tiene un rumbo WNW, se desarrolló en el Jurásico Tardío y experimentó 4 eventos de activación (Chávez-Cabello *et al.*, 2005b), mientras que la Megacizalla Mojave-Sonora se interpretó como una falla regional sinistral con orientación NW-SE del Jurásico medio-tardío, la cual se extendería desde el Desierto de Mojave (al este de California, Estados Unidos) hasta el norte de México, cruzando Sonora, Chihuahua y Coahuila (Silver & Anderson, 1974; Molina-Garza & Iriondo, 2005).

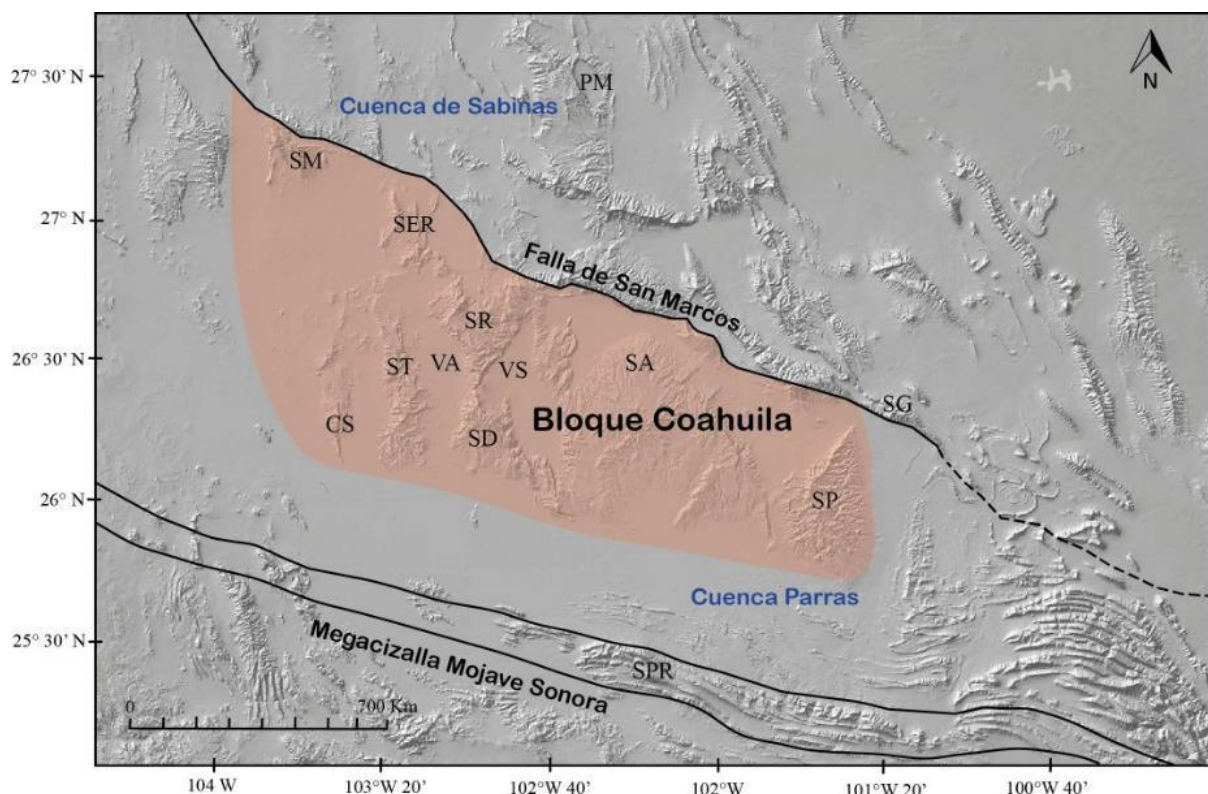


Figura 3. Bloque de Coahuila delimitado al norte por la falla San Marcos y al sur por la Megacizalla Mojave-Sonora. Localidades mencionadas: SR: Sierra de Los Remedios; SER: Sierra El Rey; VA: valle Acatita; ST: Sierra Tlahualilo; SC: Sierra de La Campana; SD: Sierra de Las Delicias; VS: valle El Sobaco; SP: Sierra de Paila; SA: Sierra de Los Alamitos; SG: Sierra de La Gavia; SPR: Sierra de Parras; PM: Poteo de La Mula; SM: Sierra Mojada.

2.2.1 Basamento precámbrico

La existencia de un basamento precámbrico se ha inferido a partir de la presencia de clastos de granitoides en una secuencia sedimentaria paleozoica de tipo flysch, la cual se localiza en “Las Uvas”, Coahuila. Lopez *et al.* (2001) fechó estos clastos por medio del método isotópico U-Pb en zircón y obtuvo edades de cristalización de entre 1232 ± 7 y 1214 ± 2 Ma (9 muestras) y una edad de 580 ± 4 Ma para una de las muestras analizadas, sugiriendo que tales clastos fueron originados por un basamento granítico y por un arco activo del Proterozoico. Por otro lado, la muestra de edad panafricana se interpretó como la asimilación o la fusión del basamento Grenvilliano (Lopez *et al.*, 2001) y puede correlacionarse con los datos obtenidos en núcleos de perforación al norte del bloque Maya, donde se reportó una edad de 546 ± 5 Ma en cristales de zircón de un clasto granodiorítico (Keppie *et al.*, 2011).

2.2.2 Formación Las Delicias

McKee *et al.* (1999) definen la Formación Las Delicias como el conjunto de rocas paleozoicas que subyacen a las rocas sedimentarias y volcánicas mesozoicas. Esta formación se extiende 6000 km^2 y está conformada principalmente por sedimentos volcanoclásticos y pelágicos marinos. Estas rocas se encuentran muy bien expuestas en las sierras de Las Margaritas, Los Remedios y Las Delicias y son las menos deformadas del noreste de México. Gran parte de estas rocas sufrieron un metamorfismo regional de bajo grado, el cual está representado por facies de zeolita y esquisto verde. Se ha interpretado que esta formación fue depositada principalmente por procesos de masa-gravedad y que gran parte de estas rocas sufrieron un deslizamiento post deposicional (McKee *et al.*, 1999).

Las rocas fueron descritas por varios autores; inicialmente fueron observadas y descritas por Haarmann (1913), posteriormente King *et al.* (1944) realizó el primer mapa geológico, complementado con datos paleontológicos de otros autores (Cloud, 1944; Dunbar, 1944; Miller, 1944). Finalmente, una descripción completa y sintetizada de la Formación Las Delicias fue proporcionada por McKee *et al.* (1999), quienes agruparon sus unidades en 12 litosomas (aislados espacialmente) de acuerdo con las discrepancias litoestratigráficas presentes y se les asignó una secuencia estratigráfica y temporal a partir de los datos fósiles, isotópicos y las relaciones de campo. Estos litosomas se distribuyen al oriente del valle de Acatita (VA) y al occidente del valle El Sobaco (VS), a lo largo de la Sierra de Los Remedios (SR) y la Sierra Las Delicias (SD) (Figura 3) y se nombran de la siguiente manera: 1) *Los Remedios* 2) *El Fraile*, 3) *Los Angelitos*, 4) *Los Piloncillos*, 5) *La Venada*, 6) *El Fierro*, 7) *Las Parritas*, 8) *Cañón Rosillo*, 9) *La Cría*, 10) *Cerro Prieto*, 11) *San Pedro* y 12) *San Antonio*.

Sin embargo, únicamente los litosomas “Los Remedios” y “La Venada” se ubican en la zona de estudio de este trabajo. Sus características se describen en la Tabla 1.

Tabla 1. Litosomas descritos por McKee *et al.* (1999) para el área de estudio.

Litosoma	Características	Edad
Los Remedios	Pizarra gris azulada con metalimolita; contiene turbiditas de arenisca de fragmentos volcánicos y depósitos de flujo de escombros submarinos mal clasificados con clastos que varían de arcilla a cantos rodados. Los clastos son de granito, rocas volcánicas intermedias-félsicas, esquistos y gneis, así como caliza crinoideal gris-azulada.	Pensilvánico Temprano Peperita “La Pezuña” fue fechada por López (1997) en 331 ± 4 Ma con U-Pb
La Venada	Megacantos y bloques de: dacita porfídica; arenisca tobácea con cantos rodados dispersos de toba, en ocasiones soldada; conglomerado volcánico con guijarros y cantos rodados de toba de grano fino, dacita porfídica, toba soldada y lapilli; argilita intercalada con capas finas de toba silíceas; areniscas y limolitas volcanoclásticas; aglomerados y brechas andesíticas-dacíticas.	Pensilvánico Tardío- Cisuraliano temprano

2.2.3 Arco Las Delicias

El arco de Las Delicias fue descrito por McKee *et al.* (1988) y consiste en un arco volcánico adyacente a la cuenca de Las Delicias, en donde se acumularon los estratos anteriormente descritos. A partir de las relaciones de facies, elementos estructurales y otros criterios de campo, se ha interpretado que dicho arco pudo ubicarse al sur o sureste de la cuenca Las Delicias.

La actividad de este arco comenzó en el Pensilvánico Medio(?) y continuó hasta el Pérmico. Su origen se ha dilucidado a partir de un cuerpo riolítico de textura porfídica que intrusión al litosoma “Los Remedios” (véase en la tabla 1), el cual McKee *et al.* (1999) describen como una peperita llamada “La Pezuña”, cuya edad fue fechada con U-Pb dando una edad de 331 ± 4 Ma (Lopez *et al.*, 1996). Adicionalmente, el origen del arco se ha asociado a un ambiente de subducción en el margen occidental de Pangea poco después del desarrollo del Cinturón Orogénico Oauchita Maraton (Torres *et al.*, 1999).

2.2.4 Rocas plutónicas permo-triásicas

Las rocas plutónicas se han descrito como parte de un plutón epizonal que se extiende aproximadamente 10 km en el flanco occidental de la Sierra de Los Remedios. Pese a que esto podría sugerir que estas rocas están restringidas al bloque Coahuila, se cree que su distribución es mucho más amplia. Por ejemplo, se han reportado algunos afloramientos en otras localidades como en la cuenca de Sabinas en el valle de San Marcos, Potrero de la Mula y en la Sierra el Fuste (McKee *et al.*, 1999). Estas rocas fueron estudiadas por McKee *et al.* (1999), quienes, a partir de análisis geoquímicos, indicaron que la suite intrusiva tiene una composición variable entre granito, granodiorita y tonalita con un carácter calcoalcalino. Sin

embargo, este trabajo incluye únicamente algunos elementos traza analizados por fluorescencia de rayos X.

Pese a que se habla de una composición variable y se han utilizado diversos nombres para referirse a este plutón, como, por ejemplo, plutón El Coyote (McKee *et al.*, 1999) o plutón Lindavista (Murillo & Torres, 1987; Torres-Vargas *et al.*, 1993; Torres *et al.*, 1999), en este trabajo las rocas son referidas como Suite Intrusiva Acatita.

Adicionalmente, se han reportado edades permo-triásicas, sin embargo, en trabajos más actualizados se ha sugerido una edad triásica tardía. Por ejemplo, para el área de Acatita-Las Delicias, Denison *et al.* (1969) reportaron una edad de 201 ± 4 Ma en biotita por K-Ar, mientras que, Murillo & Torres (1987) reportaron una edad de 256 ± 2 Ma en hornblenda por el mismo método y para la misma área. El último trabajo donde se fecharon rocas de la misma suite (Molina Garza, 2005) se reportaron edades de entre 217 y 205 Ma en hornblenda, biotita y feldespato potásico, por el método isotópico Ar-Ar. Otras edades que se han documentado se muestran en la tabla 2.

2.2.5 Unidades Mesozoicas (Cretácicas)

Formación Las Uvas (Fm. Las Uvas) — Aptiano Superior

Consiste en una unidad de depósitos marinos de menor espesor (>15 m), la cual se divide en dos miembros: 1) lutitas, conglomerados y calizas arcillosas que representan la base de la formación y 2) materiales carbonatados de tipo wackestone, calizas arcillosas y calizas dolomíticas con alto contenido fosilífero que constituyen la parte superior de la formación. Esta unidad representa episodios de transgresión marina durante la apertura del Golfo de México (Humphrey & Díaz, 1956; Lehmann *et al.*, 1999).

Formación Acatita (Fm. Acatita) — Albiano Inferior a Medio

Consiste en una intercalación de carbonatos y evaporitas que alcanzan un espesor de 500 m. En la parte basal se encuentran packstones esqueléticos y grainstones que exhiben una estratificación cruzada de bajo ángulo y contienen miliólidos, orbitolínidos, fragmentos de conchas, colares y rudistas caprínidos y requiénidos (Lehmann *et al.*, 1999). Esta formación sobreyace concordantemente a la Fm. Las Uvas y representa un episodio de regresión marina en el bloque Coahuila.

Formación Aurora (Fm. Aurora) — Albiano Superior-Cenomaniano

Está conformada por carbonatos, principalmente calizas de tipo mudstone y wackestone intercaladas con dolomitas, y alcanzan espesores desde 180 m a 460 m (Burrows, 1910). Esta formación sobreyace concordantemente con la Fm. Acatita y representa un ambiente submareal poco profundo restringido sobre el bloque Coahuila, así como un episodio de transgresión marina.

Tabla 2. Edades documentadas para los plutones que afloran en la Sierra de Los Remedios-Sierra de Las Delicias, Sierra Mojada y Potrero de La Mula.

Sierra de Los Remedios¹ - Sierra Las Delicias²						
Coordenadas	Edad	Error	Método	Mineral	Tipo de roca	Referencia
N.D	201	4	K-Ar	Biotita	Granodiorita	Denison <i>et al.</i> (1969) ²
N.D	208	4	K-Ar	Biotita	Granodiorita	Denison <i>et al.</i> (1969) ²
26°13'0"N 102°48'2"W	256	20	K-Ar	Hornblenda	Granodiorita	Murillo & Torres (1987) ²
26°31'4"N 103°01'2"W	266	21	K-Ar	Biotita	Granodiorita	Murillo & Torres (1987) ¹
N.D	266	N.D	K-Ar	N.D	Granitoide	Torres <i>et al.</i> (1992) ¹
26°32'N 103°01'W	215	1.9	Ar-Ar	Hornblenda	Tonalita	Molina-Garza (2005) ¹
26°32'N 103°01'W	217	1.2	Ar-Ar	Biotita	Tonalita	Molina-Garza (2005) ¹
26°32'N 103°01'W	205	1.4	Ar-Ar	Feldespatopotásico	Tonalita	Molina-Garza (2005) ¹
Sierra Mojada						
Coordenadas	Edad	Error	Método	Mineral	Tipo de roca	Referencia
N.D	225	4	Rb/Sr	Clasto de granito rojo	Conglomerado	McKee <i>et al.</i> (1990)
N.D	215	2	U-Pb	Clasto de cuarzo-monzodiorita	Conglomerado de cuarzo-monzodiorita	Lopez <i>et al.</i> (1996, 1997)
N.D	220	2	U-Pb	Clasto de cuarzo-monzodiorita	Conglomerado de cuarzo-monzodiorita	Lopez <i>et al.</i> (1996, 1997)
Potrero de La Mula						
Coordenadas	Edad	Error	Método	Mineral	Tipo de roca	Referencia
N.D	207	4	K-Ar	Hornblenda	Granodiorita	Denison <i>et al.</i> (1969)
N.D	206	4	K-Ar	Hornblenda	Granodiorita	Denison <i>et al.</i> (1969)
N.D	213	14	Rb-Sr	Roca total	Granodiorita	Jones <i>et al.</i> (1984)

*N.D indica no disponible

*Véase ubicación en **Figura 2 y 3**

CAPÍTULO 3. FUNDAMENTOS TEÓRICOS

Los granitoides son rocas faneríticas o porfídicas constituidas esencialmente por cuarzo, feldespatos alcalinos y plagioclasa. Su tamaño de grano que varía de medio a grueso, lo que sugiere un enfriamiento lento, y por lo tanto un carácter intrusivo (Winter, 2013). Estas rocas son las más abundantes de la corteza continental superior y constituyen cerca del 79 % del volumen de la corteza continental. Los granitoides pueden registrar historias complejas desde el origen del magma hasta su emplazamiento, así como los procesos que ocurrieron durante la evolución de dicho magma, por lo tanto, son rocas que suelen ser estudiadas desde los diferentes enfoques geológicos (geoquímica, geocronología, etc.).

3.1 Generación de los magmas graníticos y su contexto tectónico

Los magmas graníticos pueden formarse a través de diversos procesos que van desde la diferenciación de magmas parentales basálticos hasta la fusión parcial de las rocas de corteza terrestre (anatexis). De igual forma, el contexto tectónico donde se forman estos magmas puede ser variable, desde ambientes orogénicos hasta anorogénicos. Los ambientes orogénicos están estrechamente relacionados a los márgenes convergentes, que incluyen tanto arcos continentales, como arcos de islas y zonas de colisión. Los ambientes anorogénicos, por su parte, implican un magmatismo intraplaca cuya fuente puede ser mantélica o proveniente de la corteza inferior o superior. El magmatismo anorogénico puede evolucionar a ambientes de dorsal oceánica o rift continental. También existen los magmas post-orogénicos, que suelen formarse durante los procesos de colapso orogénico y pueden representar magmas transicionales con características de ambas categorías (Maniar & Piccoli, 1989).

Diversos estudios han demostrado que los magmas graníticos de un mismo ambiente tectónico pueden formarse a través de procesos y fuentes distintas (e.g. Barbarin, 1999; Brown, 2013; Janoušek *et al.*, 2020; Pearce, 1996; Pitcher, 1997; Shellnutt *et al.*, 2021), lo que puede dar lugar a una diversidad petrográfica, estructural y geoquímica. Por otro lado, un determinado ambiente geológico puede transformarse en otro a escalas de tiempo geológico relativamente cortas (e.g. ambientes post-orogénicos), produciendo una variabilidad magmática a través del tiempo.

Debido a la amplia gama de ambientes tectónicos y procesos que pueden dar lugar a estos magmas, no ha resultado sencillo establecer un esquema estándar de clasificación para los granitoides.

3.2 Clasificación

Clasificación mineralógica QAP

Existen diversas clasificaciones para los granitoides, una de las principales fue propuesta por Streckeisen (1976) y se basa en el contenido modal de cuarzo (Q), feldespatos alcalinos (A) y plagioclasa (P) (Figura 4). Para ello, se lleva a cabo un conteo de puntos en una

sección delgada con ayuda de un microscopio petrográfico. Posteriormente, los contenidos modales de cada mineral (componente) se grafican en el diagrama ternario para su clasificación. Este esquema considera que un granito es una roca con un contenido de plagioclasa del 10 al 65% del feldespato total, sin embargo, el término “granito” también se ha usado como un adjetivo para nombrar a toda la familia de rocas graníticas. Por otro lado, cinco campos definidos con base a su composición modal de QAP, conforman la familia de “granitoides” (Clarke, 1992) y se observan en el sombreado gris de la Figura 4.

Una desventaja de usar la clasificación es que puede omitir variaciones importantes de la composición. Por ejemplo, no considera las fases menores como la muscovita o el anfíbol, que pueden brindar información petrológica relevante (Frost & Frost, 2019).

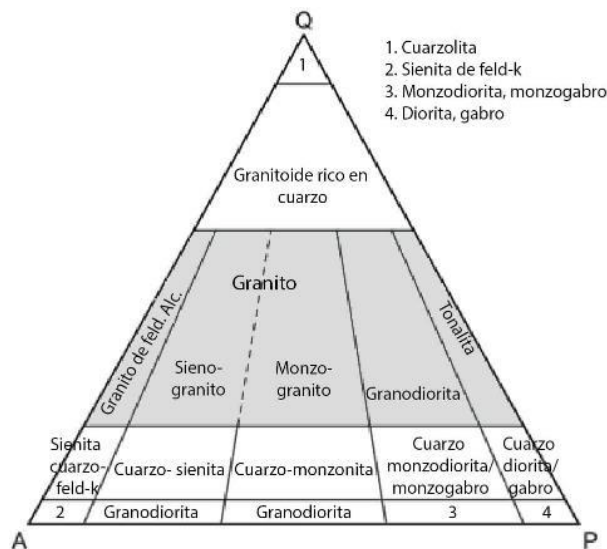


Figura 4. Diagrama de Streckeisen para la clasificación de rocas graníticas con base a su contenido modal QAP. En la región sombreada se observan los cinco campos que conforman los “granitoides”. Q= Cuarzo; A= Feldespato alcalino y P= Plagioclasa.

Clasificación geoquímica

Esta clasificación se basa en la definición de 4 índices químicos en términos del contenido de los elementos mayores (Frost *et al.*, 2001; Frost & Frost, 2008):

Índice de saturación de alúmina

Shand (1943) propone una clasificación con base a la saturación de alúmina, es decir, en la relación de la proporción molecular de $Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$ y $Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O)$. Esta clasificación consiste en que si $[Al_2O_3 > (CaO + Na_2O + K_2O)]$, entonces las rocas se clasifican como “hiperaluminosas”, si $[Al_2O_3 < (CaO + Na_2O + K_2O) > (Na_2O + K_2O)]$, entonces son rocas “metaluminosas” y si $[Al_2O_3 < (Na_2O + K_2O)]$, entonces las rocas son “hiperalcalinas” (Shand, 1943) (Figura 5).

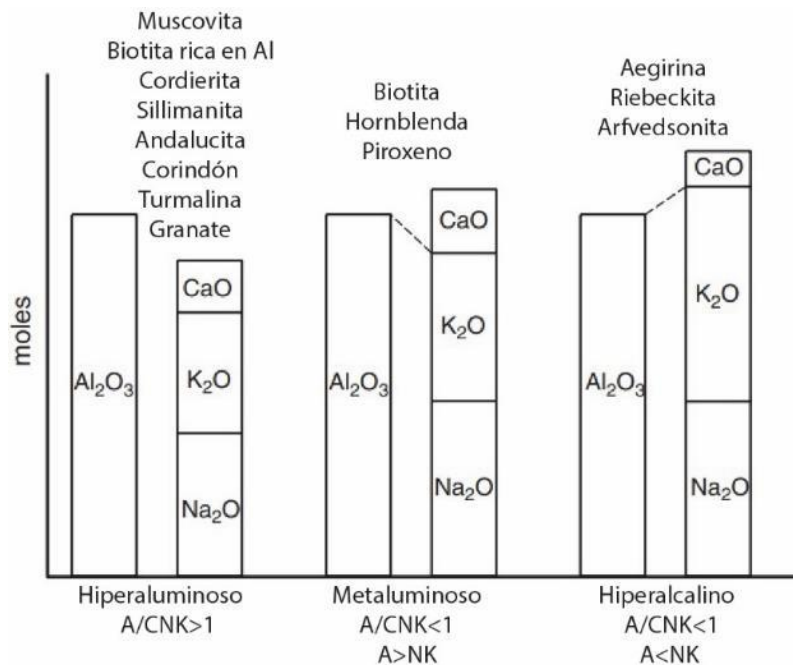


Figura 5. Clasificación de Shand (1943) para rocas graníticas de acuerdo con la saturación de alúmina. Se indican los minerales tipo para cada clasificación (Clarke, 1992). A=Al₂O₃; C=CaO; N=Na₂O; K=K₂O. Modificado de Shand (1943).

Índice-Fe

Se divide en dos categorías: granito magnesiano y granito ferroano (Frost *et al.*, 2001; Frost & Frost, 2008). El índice se estima:

$$\frac{(FeO + 0.9 * Fe_2O_3)}{(FeO + 0.9 * Fe_2O_3 + MgO)}$$

Índice de álcali-cal modificado (MALI)

Este índice se modificó a partir del índice álcali-cal propuesto por Peacock (1931) e incluye cuatro clases: cálcico, calcoalcalino, alcalino-cálcico y alcalino. Esto se determina a partir de la composición química de la roca, se grafica versus SiO₂ y se estima (Frost *et al.*, 2001):

$$(Na_2O + K_2O - CaO)$$

Índice de alcalinidad (IA)

Este índice se basa en el exceso de aluminio (Al) o de álcalis (Na+K), es decir, determina el equilibrio entre ambas. Si una roca tiene exceso de Al, será una roca metaluminosa o hiperáluminosa y si tiene un exceso de Na+K será una roca hiperálcalina con piroxeno y anfíbol sódicos (Frost & Frost, 2019; Shand, 1943) y se estima:

$$Al - (Na + K)$$

Clasificación alfabética

Finalmente, otra de las clasificaciones más usadas es la clasificación alfabética y se basa principalmente en la fuente del magma granítico (Clarke, 1992). Esta clasificación divide a los granitoides en 4 categorías: (1) granitoides de tipo “I”, que son llamados así por provenir de fuentes “infracrustales” o “ígneas”; (2) granitoides tipo “S”, que provienen de fuentes “supracrustales” o “sedimentarias”; (3) granitoides tipo “M”, que provienen de fundidos mantélicos y (4) granitoides tipo “A”, que se refiere a anorogénicos o alcalinos (Chappell, 1974; Chappell & White, 1992; Collins *et al.*, 1982; Whalen *et al.*, 1987; White & Chappell, 1983).

- Los granitoides de tipo I tienen entre 53 y 76% de SiO₂ (Winter, 2013), son metaluminosos con magnetita presente y se han interpretado como producto de la diferenciación de magmas andesíticos o de fusión parcial de una fuente ígnea. Pitcher (1983) hace una subdivisión en este tipo de granitoides y los clasifica como cordilleranos y caledonianos. Los granitoides cordilleranos se asocian a un arco continental marginal tipo andino y los granitoides caledonianos se asocian a un ambiente post-orogénico (Frost & Frost, 2019).
- Los granitoides de tipo S tienen entre 65 y 74% de SiO₂ (Winter, 2013), son peraluminosos, normalmente ausentes de magnetita y se han interpretado como producto de fusión parcial de rocas sedimentarias (Frost & Frost, 2019).
- Los granitoides de tipo A tienen más del 77% de SiO₂ (Winter, 2013), son metaluminosos o peralcalinos, no están asociados a alguna orogenia y están enriquecidos en Fe y K. Generalmente contienen más feldespato-K que plagioclasa y son más altos en elementos de las tierras raras (REE) y Zr. Se interpretan como producto de la fusión parcial o cristalización fraccionada de rocas máficas (Frost & Frost, 2019).
- Los granitoides de tipo M tienen entre 46 y 70% de SiO₂ (Winter, 2013), son peralcalinos, tienen bajo contenido de SiO₂ y K₂O y se han interpretado como producto de una fuente directa mantélica como la cristalización fraccionada del manto o la fusión parcial de la corteza oceánica subducida (Frost & Frost, 2019).

La Tabla 3 muestra una síntesis de los distintos esquemas de clasificación de las rocas graníticas. Es importante resaltar que la composición química de un granitoide va a estar controlada por la composición química de la fuente, la presión, la temperatura y por los procesos que influyen en la evolución y diferenciación de un magma, así como el grado de fusión parcial, la cristalización fraccionada, la mezcla de magmas, etc. (Winter, 2013). Pese a que las clasificaciones propuestas para los granitoides suelen tener ventajas y desventajas, cada una de ellas funciona como una guía y pueden combinarse para obtener una mejor interpretación de las rocas.

Tabla 3. Síntesis de clasificaciones de granitoides de acuerdo a su petrogénesis y tectónica. Modificado de (Toselli, 2010).

Tipo de clasificación	Autores	Origen						
		Cortical		Mixto		Manto		
Nomenclatura química	Shand (1943)	Peraluminosos		Metaluminosos		Hiperalkalino		
	Lacroix (1933)	Calco-alkalino-peraluminoso		Calco-alkalino		Alcalino		
Mineralógico QAP	Lameyre (1980) Lameyre & Bowden (1982)	Leucogranitos (fusión cortical)		Serie calco-alkalina (Alto-medio-bajo contenido de K)		Serie toleítica	Serie Hiperalkalina	
Minerales opacos	Ishihara (1977)	Serie ilmenita			Serie magnetita			
Geoquímica de elementos mayores	Chappell & White (1974; 1983). Collins <i>et al.</i> (1982). Whalen <i>et al.</i> (1987).		Tipo S		Tipo I		Tipo M	Tipo A
Ambiente tectónico	(Pitcher, 1987, 1983)	Tipo Hercínico		Caledoniano		Andino	Pacífico W	Nigeria
Ambiente geodinámico	Barbarin (1999)	MPG	CPG	KCG	ACG-ATG	RTG	PAG	

MGP= Granitoide peraluminoso con muscovita; CPG= Granitoides peraluminosos con cordierita; KCG= Granitoides calco-alkalinos ricos en K (alto K y bajo Ca); ACG=Granitoides calco-alkalinos con anfíbol (bajo K y alto Ca); ATG=Granitoides arcos toleíticos; RTG=Granitoides de dorsales oceánicas toleíticos y PAG= Granitoides alkalinos-peralkalinos. Abreviaturas tomadas de Barbarin (1999).

3.3. Características petrográficas y morfológicas

Como se mencionó anteriormente, los granitoides están constituidos principalmente por plagioclasa, cuarzo y feldespato alcalino, por lo tanto, estos minerales se consideran fases esenciales. Otros minerales como la muscovita, biotita, anfíbol, piroxeno, zircón, apatito, alanita, titanita, rutilo, magnetita, ilmenita, monacita, epidota, granate, corindón, sillimanita, andalucita, cordierita y turmalina suelen integrarse como fases accesorias, y como fases minerales secundarias suelen aparecer la calcita, el anfíbol, la biotita, arcillas, epidota, clorita, titanita, etc.

Texturalmente, los granitoides son faneríticos a porfídicos con tamaño de grano que varía entre medio (1-5 mm) y grueso (5 mm a 3 cm). Las pegmatitas son un ejemplo de rocas intrusivas cuyo tamaño de grano puede variar de 1 cm a 10-15 m en su dimensión más larga. Por otro lado, las rocas graníticas son ricas en texturas de intercrecimiento (simplectítica, mirmequítica y gráfica), de exsolución (mesopertítica, antipertítica y pertítica), y de

sobrecrecimiento o desequilibrio (rapakivi, coronas de reacción y zoneamientos), todas ellas útiles para establecer la evolución y el proceso de cristalización del magma (Perkins, 2022)

Los granitoides pueden presentarse en diferentes formas y estructuras, se pueden presentar como cuerpos plutónicos individuales con una extensión superficial variable desde algunos metros hasta varios kilómetros. La profundidad de los plutones es bastante difícil de determinar debido a que es inusual que su base esté expuesta. Para poder analizar la morfología de un plutón se aplican diferentes metodologías geofísicas, las cuales permiten visualizar los plutones como cuerpos irregulares denominados stocks o batolitos, según el tamaño. También se pueden observar en forma de diques, sills, conolitos, lacolitos, lapolitos y pacolitos, los cuales se diferencian entre sí por sus formas convexas, tabulares, irregulares, etc. (Gill, 2022).

A pesar de que los granitoides pueden ser vistos como rocas relativamente homogéneas, llegan a exhibir distintas estructuras internas como la foliación magmática, bandeamiento, zoneamiento textural y enclaves. Los enclaves son comunes en las rocas graníticas y consisten en fragmentos de roca mono o poli-minerálica que fueron encapsulados en el magma (Didier, 1991). Estos fragmentos pueden ser félsicos-intermedios o máficos, aunque en el caso de las rocas graníticas suelen ser máficos. En cuanto a sus tamaños y formas, pueden variar de milímetros a metros en formas esféricas, elipsoidales o trapezoidales. Pueden ser metamórficos o ígneos extrusivos/intrusivos y su tamaño de grano puede variar de milímetros a centímetros, pueden ser más finos o pueden compartir el mismo tamaño de grano que el de la roca anfitriona. El origen de los enclaves es muy amplio y se pueden clasificar en:

1. Enclaves relacionados genéticamente al resto del plutón: son resultado de la cristalización de minerales máficos de grano fino debido al subenfriamiento y nucleación heterogénea (Flood & Shaw, 1991).
2. Enclaves máficos: son resultado de la mezcla de un magma máfico que es inyectado a un magma más félsico y frío. Esta mezcla puede ser miscible (mixing o química) o inmisible (mingling o mecánica), esto va a depender de qué tan similares sean las composiciones de los magmas que se han mezclado y del tiempo (Castro *et al.*, 1990; Dorais *et al.*, 1990; Lorenc, 1990; Vernon, 1990). Los enclaves orbiculares se incluyen en esta categoría, los cuales presentan esa textura característica debido a la descompresión rápida del magma.
3. Restitas: constituyen la parte más refractaria de la fusión parcial (Wall *et al.*, 1987)
4. Xenolitos: son fragmentos arrancados de las paredes de la cámara magmática, los cuales son conservados durante las etapas de asimilación magmática.

Para poder conocer cuál es realmente el origen de los enclaves, es importante analizar el tamaño, distribución, forma, orientación, mineralogía, textura, composición química, etc., de dichas estructuras (Clarke, 1992). Dado que puede haber una variación significativa en la composición química de los enclaves máficos y de las rocas graníticas dentro de un mismo cuerpo intrusivo, es importante realizar análisis petrográficos y mineralógicos para estudiar dichas variaciones.

3.4 Métodos usados para estudiar las rocas graníticas

Para poder conocer el origen y la evolución de las rocas graníticas es necesario hacer una combinación de diferentes metodologías que permitan estudiar a profundidad los diferentes procesos que influyeron durante su evolución y emplazamiento.

3.4.1 Cartografía y petrografía

La morfología de los cuerpos intrusivos, así como su volumen, distribución, zoneamiento y estructuras internas son importantes para estudiar las condiciones y el ambiente de emplazamiento del magma. Puesto que el tamaño de los plutones graníticos puede ser muy variable, la escala cartográfica dependerá de cada estudio de caso y de los objetivos del mismo. Durante el trabajo cartográfico es deseable reconocer las relaciones de contacto con la roca encajonante, pues ayuda a inferir, entre otras cosas, la profundidad de la intrusión. Puesto que una suite intrusiva puede ser variable en composición y morfología suele ser necesario llevar a cabo un muestreo representativo de las variaciones petrográficas observadas en campo, así como de los posibles enclaves presentes, particularmente, los que pudieran estar relacionados genéticamente con el granitoide.

Por otro lado, la petrografía permite identificar y describir la asociación mineral y sus relaciones texturales, los cuales revelan información importante sobre el origen, evolución, emplazamiento y enfriamiento del magma. Un estudio petrográfico también permite clasificar y brindar información sobre la composición química de las rocas a través del estudio y análisis de secciones delgadas en un microscopio óptico. En ocasiones, los minerales y sus texturas pueden revelar información sobre las condiciones de temperatura.

También es posible apoyarse en el uso de microscopios electrónicos como el microscopio de luz transmitida (TEM) y el microscopio electrónico de barrido (SEM), que, a diferencia del microscopio óptico, la muestra observada es atravesada por un haz de electrones. Se emiten imágenes en blanco y negro en un mayor aumento, lo cual permite obtener detalles más pequeños de la muestra.

3.4.2 Geoquímica

La composición química de los granitoides puede ayudar a establecer las características de las fuentes del magma y con ello inferir el ambiente tectónico, asimismo, permite definir procesos de evolución magmática. Cuando se requiere un análisis geoquímico normalmente se aplican dos metodologías que permiten obtener los valores de elementos mayores y elementos traza:

1. Espectrometría de fluorescencia de rayos X: Los elementos mayores se determinan cuantitativa y cualitativamente con mejor precisión bajo la Fluorescencia de rayos X (FRX), la cual es una técnica destructiva que utiliza la emisión secundaria de la radiación X causada por la excitación de una muestra con una fuente de radiación X (Meléndez & Camacho, 2009).

2. Espectrometría de masas con plasma inductivamente acoplado (ICP-MS): Los elementos traza se obtienen con ayuda del espectrómetro de masas, la cual es una técnica analítica destructiva donde la muestra líquida se induce a un nebulizador, es transformada en aerosol que es ionizado y el cual pasa por un filtro cuadrupolar donde los iones son separados de acuerdo a su carga o masa.

Los valores de elementos mayores y elementos traza son graficados en los diferentes diagramas geoquímicos de discriminación que permiten discriminar su afinidad, y por lo tanto, la fuente de ese magma. Por ejemplo, se usan los diagramas Harker, multielementales, de Elementos de Tierras Raras, AFM para series magmáticas, discriminación de contextos tectónicos de Pearce *et al.* (1984), etc.

3.4.3 Termobarometría

La termobarometría permite estimar la presión y temperatura en las cuales una determinada asociación mineral alcanzó un estado de equilibrio termodinámico, lo que permite interpretar las condiciones de cristalización de una roca ígnea o metamórfica. En el caso de las rocas graníticas, la termobarometría puede ser útil para determinar la presión (profundidad) y temperatura del emplazamiento de los cuerpos intrusivos (Hutton, 1988).

Los termómetros son asociaciones minerales que permiten describir una reacción (en términos matemáticos) sensible a la temperatura, pero no tanto a la presión, mientras que los barómetros representan reacciones sensibles a la presión, pero no tanto a la temperatura. No todas las rocas pueden tener asociaciones que funcionen como termómetros o barómetros adecuados (Whitney, 2019) es por ello que resulta importante inferir equilibrios minerales con base en un análisis textural exhaustivo.

Usualmente, para una determinación termobarométrica es necesario contar con lo siguiente:

- Las composiciones de los minerales que participan en la reacción (termómetro o barómetro)
- Datos termodinámicos de los minerales de interés.
- Una calibración (ecuación) que permita establecer una relación entre la composición mineral con la temperatura o la presión.

La incertidumbre en los cálculos termobarométricos es típicamente de $\pm 50^{\circ}\text{C}$, ± 1 kbar. Algunos de los factores que pueden influir en el error de los cálculos son la presencia de elementos que son difíciles de analizar con técnicas estándar, la diferencia entre la composición de los minerales y las estructuras cristalinas de la roca analizada y calibrada, entre otros (Whitney, 2019).

El termómetro de Ti en zircón y el barómetro de Al en hornblenda, son los geotermobarómetros más usados para determinar la historia de ambas variables durante la cristalización y emplazamiento de un cuerpo granítico (Anderson *et al.*, 2008).

3.4.4 Geocronología

La geocronología basada en métodos isotópicos permite estimar la edad de cristalización y/o enfriamiento de los granitoides, esto es indispensable para establecer el contexto temporal y sus repercusiones tectónicas. Dado que los granitoides son rocas que suelen cristalizar normalmente a una temperatura mayor a 600 °C, los métodos geocronológicos usados para determinar la edad de cristalización del magma se restringen a sistemas isotópicos de temperatura alta, el más utilizado es el método de U-Pb en cristales de zircón, el método está basado en el decaimiento radiactivo de los isótopos de Uranio ^{238}U y ^{235}U que decaen a ^{206}Pb y ^{207}Pb , cuyas vidas medias para ^{238}U y ^{235}U corresponden a 4.468×10^9 años y 0.7038×10^9 años, respectivamente (Schoene, 2014).

El zircón es muy buen candidato para fechar debido a que incorpora uranio (U) y torio (Th) a su estructura cristalina y tiene características que lo hacen ideal para su uso. Por ejemplo, tiene una temperatura de cierre muy alta (800°C) (Coleman *et al.*, 2016) y es el más usado debido a que son muy duros y refractarios, pueden resistir a la intemperie química o mecánica (Winter, 2013) y pueden retener el Pb hijo a una temperatura incluso por encima de 900°C (temperatura superior a la cristalización magmática), por lo tanto, es un geocronómetro esencial para la reconstrucción e interpretación de la evolución magmática de la corteza, ya que, toda la información queda registrada en su estructura física y química (Scherer *et al.*, 2007). En ocasiones, se estima la edad del zircón y la titanita dentro del mismo sistema para poder determinar la tasa de enfriamiento (Coleman *et al.*, 2016).

CAPÍTULO 4. METODOLOGÍA

4.1 Revisión y compilación bibliográfica

Se realizó una revisión bibliográfica y se consultaron antecedentes del área de estudio para la obtención de información sobre la suite intrusiva Acatita y su contexto estratigráfico y tectónico. Después de compilar y analizar la información disponible, se planteó el problema y los objetivos de este trabajo. Posteriormente se digitalizó la cartografía geológica regional disponible con ayuda de ArcGis, con el objetivo de analizar la distribución de la suite intrusiva. Para poder realizar este mapeo fue necesario consultar las cartas geológicas del Servicio Geológico Mexicano a una escala de 1: 250 000, 1:150 000 y 1:50 000, además de georreferenciar la cartografía que ya había sido publicada en otros artículos por diferentes autores. También se delimitaron las unidades litológicas con base en atributos geomorfológicos con la ayuda de imágenes satelitales. En este mapa se incluyeron las vías de acceso a la zona de estudio y servicios de emergencia y, basándose en los puntos anteriores, se generó de manera específica las rutas de caminamiento a seguir durante los días que duró la jornada de campo.

4.2 Trabajo de campo

Se realizó una jornada de campo de siete días en la Sierra de Los Remedios en donde se analizaron e identificaron las diferentes unidades estratigráficas, se describieron los contactos y las características macroscópicas de la suite intrusiva. Finalmente se colectaron 15 muestras a lo largo de la Sierra de Los Remedios para su procesamiento analítico posterior. Algunas de las muestras pertenecen a las zonas de contacto entre los intrusivos y la secuencia encajonate, de forma que permitieron caracterizarla también. Las coordenadas de cada afloramiento fueron capturadas con ayuda de un GPS y las muestras fueron empaquetadas en bolsas de plástico etiquetadas con las abreviaturas "AC" (tabla 4). También se elaboró una columna estratigráfica a partir de las observaciones y los datos recopilados en campo.

Tabla 4. Tabla con las coordenadas de las rocas colectadas.

Clave	Coordenadas		Roca
	N	W	
AC1_A	26°31'54.8"	103°01'19.2"	Tonalita
AC1_B	26°31'54.8"	103°01'19.2"	Diorita
AC2	26°31'58.1"	103°01'35.3"	Pegmatita
AC3	26°35'23.6"	103°04'41.8"	Pórfido de andesita
AC4_A	26°34'19.4"	103°03'48.7"	Diorita
AC4_B	26°34'19.4"	103°03'48.7"	Diorita
AC5	26°34'41.1"	103°03'40.6"	Arenisca
AC6_A	26°31'9.3"	103°01'4.9"	Cuarzo monzodiorita
AC6_B	26°31'9.3"	103°01'4.9"	Monzodiorita

AC7	26°30'55.7"	103°01'25.4"	Granitoide
AC8_A	26°30'12.8"	103°03'48.4"	Pizarra
AC8_B	26°30'12.8"	103°03'48.4"	Pizarra
AC9	26°30'12.8"	103°03'48.4"	Aplita
AC10	26°30'14.7"	103°0'52.6"	Gabro de hornblenda
AC11	26°30'14.7"	103°0'52.6"	Gabro de hornblenda

4.3 Procesamiento de las muestras

4.3.1 Petrografía

Se elaboraron láminas delgadas de roca con fines petrográficos para trece muestras, de las cuales dos de ellas se volvieron a laminar con el fin de observar distintas texturas y estructuras, dando un total de quince láminas delgadas elaboradas. Este procedimiento se llevó a cabo en el Taller de Laminación del Centro de Geociencias, UNAM.

Se prepararon las muestras cortando las briquetas con ayuda de una cortadora MK Diamond 151991 mk-101 Tile Saw (Figuras 6 A y 6 B), las cuales fueron esmeriladas con ayuda de un abrasivo de calibre 320 y una pulidora durante 3-5 minutos para obtener una superficie completamente plana. Posteriormente, se realizó un segundo esmerilado durante 3-5 minutos sobre una placa de vidrio utilizando un abrasivo de calibre 400 (Figura 6 C) y finalmente las briquetas fueron enviadas al responsable del Taller de Laminación del Centro de Geociencias para terminar su elaboración.

Los análisis petrográficos se hicieron con ayuda de un microscopio petrográfico Olympus BX-60 del LUGIS y las fotografías fueron tomadas con un microscopio petrográfico Zeiss Axioskop 40 del Instituto de Geología de la UNAM (Figura 6 D). Se identificaron las asociaciones minerales a partir de sus propiedades ópticas y se realizó un conteo modal de 1000 puntos que permitió clasificar los granitoides y los enclaves máficos de acuerdo su contenido modal cuarzo-feldespato-plagioclasa (clasificación QAP).

Las abreviaturas usadas en el capítulo 5.2 Petrografía corresponden a las propuestas por Whitney & Evans (2010) donde: Pl= plagioclasa; Kfs= feldespato potásico; Qz= cuarzo; Amp= anfíbol; Bt= biotita; Chl= clorita; Cpx= clinopiroxeno; Ser= sericita; Ep= epidota; Opq= opacos; Ttn= titanita; Ws= muscovita; Cal= Calcita; Ap= Apatito; Zrn= zircón; Aln= Alanita y Tur= turmalina.

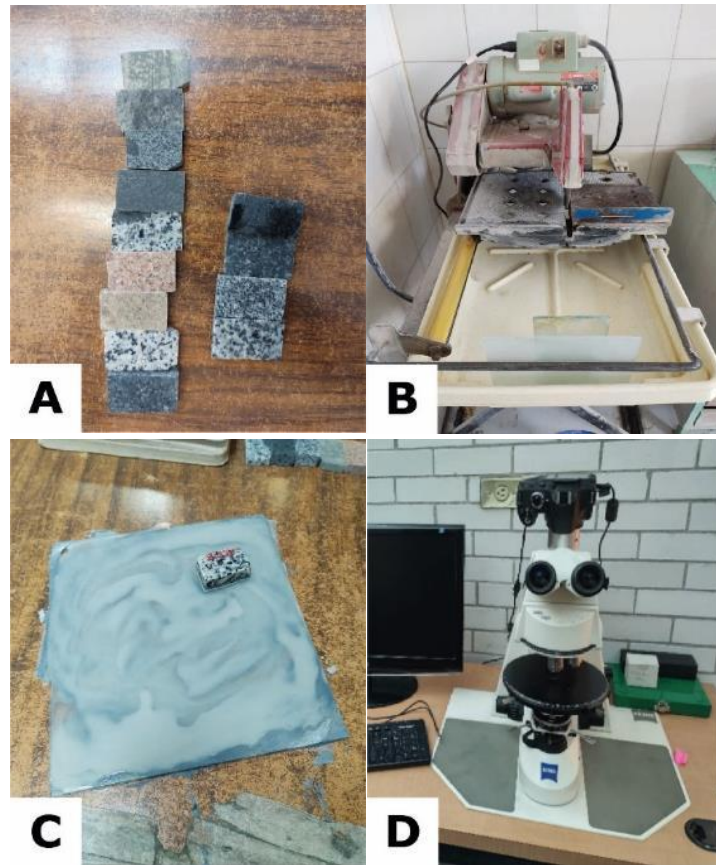


Figura 6. Preparación de las láminas delgadas. A) Se observan todas las briquetas de las muestras seleccionadas cortadas al tamaño de un portaobjetos. B) Cortadora MK Diamond 151991 mk-101 Tile Saw utilizada para cortar las briquetas de las muestras. C) Esmerilado con abrasivo 400 sobre placa de vidrio. D) Microscopio petrográfico Zeiss Axioskop 40 del Instituto de Geología, UNAM utilizado para tomar fotografías de las secciones delgadas en Luz Paralela Plana (LPP) y Nícoles Cruzados (NC).

4.3.2 Molienda de roca y separación de minerales

Se eligieron 12 muestras que fueron tomadas in situ durante la jornada de campo, las cuales fueron descostradas para evitar alteraciones y fueron pulverizadas con ayuda de una prensa hidráulica tipo H Montequipo de 50T y discos metálicos (Figura 7 A) en el laboratorio de molienda del Centro de Geociencias, UNAM. De cada muestra se separaron dos alícuotas, una para el procedimiento de separación de minerales con fines geocronológicos y otra para el análisis geoquímico (Figura 7 B). La fracción correspondiente al análisis geocronológico fue tamizada durante 3-5 minutos con ayuda de un tamiz del número 60, que es funcional para separar cristales $<250 \mu\text{m}$. En el caso de la alícuota para el análisis geoquímico, se separaron fragmentos que tuvieran un tamaño $<1 \text{ cm}$.

Para evitar cualquier tipo de contaminación, fue necesario limpiar las mesas y material utilizado con acetona y alcohol, los discos de la prensa fueron pulidos con un taladro para eliminar los fragmentos retenidos y se aspiró el área de trabajo. Este último procedimiento se realizaba minuciosamente al cambiar de muestra.

Geocronología

Se eligieron tres muestras representativas de los enclaves máficos, una pizarra, un granitoide y la aplita para separar cristales de zircón. Los fragmentos de roca molida se limpiaron en una batea con ayuda de agua (Figura 7 C), se retiraron los sedimentos y se separó la fracción de cristales más densa de la menos densa. Después, la fracción de cristales más densa que contenía los cristales de zircón fue retirada con ayuda de agua desionizada y se depositó en una caja de Petri. La muestra se llevó a un microscopio estereoscópico Leica S8APO (Figura 7 D) y con ayuda de unas pinzas de punta ultrafina se separaron aleatoriamente entre 50 y 100 cristales de zircón. Esto se realizó para cada una de las muestras, con excepción de la pizarra y la aplita, de las cuales se separaron 155 y 40 cristales de zircón respectivamente.

Los cristales de zircón se montaron en un portaobjetos con cinta adhesiva (Figura 7 E), y posteriormente se enviaron al Laboratorio de Estudios Isotópicos del Centro de Geociencias (LEI-Cgeo) donde fueron cubiertos con resina epóxica y devastados con un papel lija.

Geoquímica

Se seleccionaron cuatro muestras representativas de los enclaves máficos y un granitoide para el análisis geoquímico. Para ello, se realizó una segunda pulverización de las muestras con ayuda de un mortero mecánico (Shatterbox) con anillos de carburo de tungsteno (Figura 7 F) del Laboratorio de Molienda, del Centro de Geociencias, UNAM.

Para poder pulverizar las muestras se debe introducir una porción mínima (4-5 cucharadas) de la muestra a analizar al mortero y se debe pulverizar durante 1 minuto, de modo que el mortero y los anillos se “contaminen” de la muestra de interés. Esa fracción se desecha y se agrega nuevamente una fracción de la muestra a analizar, la cual se pulveriza durante 1 minuto hasta obtener una textura muy fina parecida a la del talco. Al cambiar de muestra es necesario “descontaminar” el mortero y los anillos, pulverizando una fracción (3-4 cucharadas) de arena durante 1 minuto y limpiando perfectamente los anillos y el mortero con ayuda de agua desionizada y acetona.

Finalmente, se separaron dos alícuotas, una para análisis de elementos mayores y otra para análisis de elementos traza.

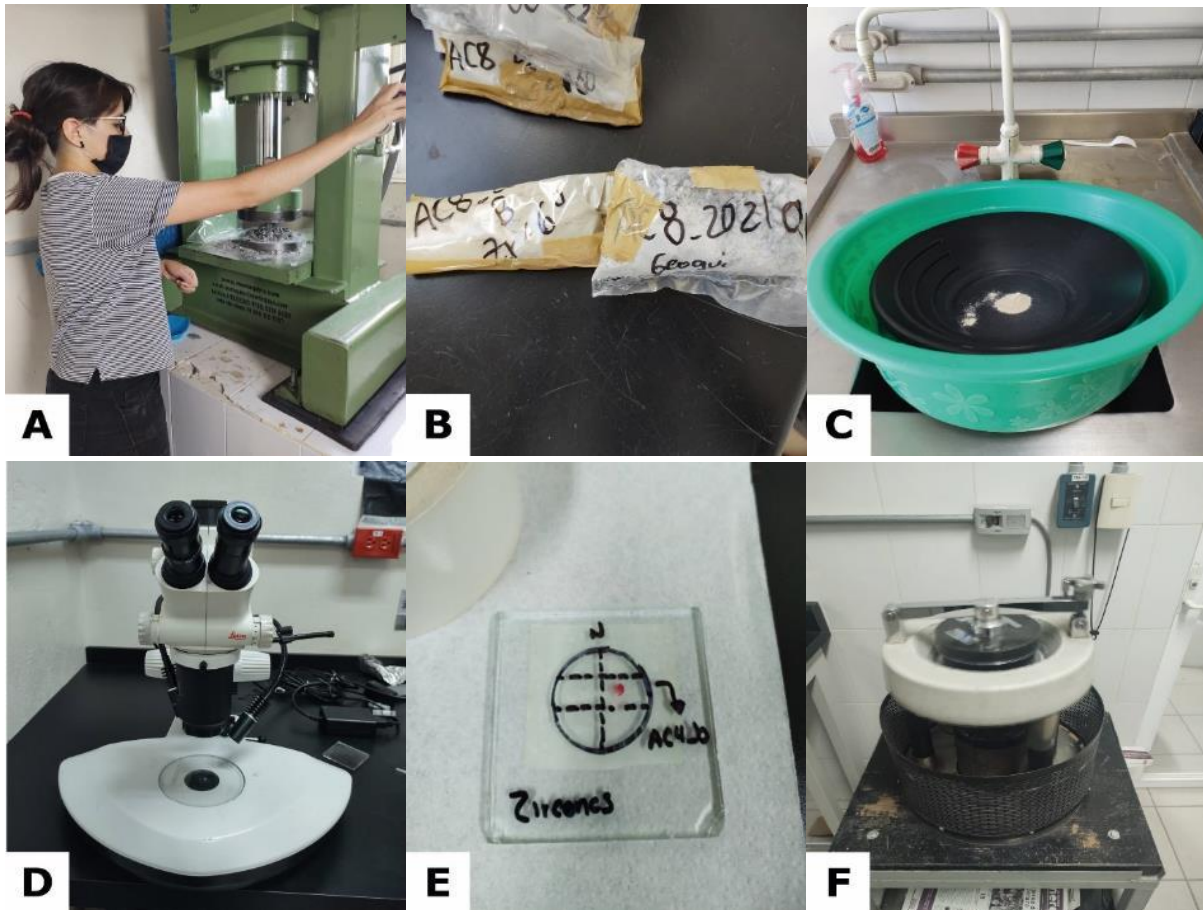


Figura 7. Preparación de las muestras para pulverizar y separar minerales. A) Prensa hidráulica donde se pulverizaron las muestras. B) Se observan las dos alcúotas, una para análisis geoquímico y otra para análisis geocronológico. C) Se muestra una muestra pulverizada y la batea que fue utilizada para separar los cristales de zircón. D) Microscopio estereoscópico Laica Microsystems. E) Cristales de zircón ordenados en cubreobjetos de vidrio con cinta adhesiva y F) Mortero mecánico donde se realizó el segundo pulverizado para el análisis geoquímico (Shatterbox).

4.4 Procedimientos analíticos

4.4.1 Geoquímica de elementos mayores y traza

El análisis de elementos mayores se realizó en el laboratorio de Rayos X del Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía (LANGEM) del Instituto de Geología, UNAM. Las muestras pulverizadas fueron secadas en una estufa a 150°C durante 4 horas, posteriormente, se pesó 0.4 g de la muestra de interés y 8 g de fundente compuesto por borato de litio ($\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$) y tetraborato de litio (LiBO_2) en una concentración 50%:50% y se mezclaron. La mezcla se depositó en un crisol de platino (95%) y oro (0.5%) y se homogenizó. Los crisoles se colocaron en un hornillo con quemadores Fisher y se calentaron a 1100°C durante 10 minutos hasta que la muestra se fundiera completamente y se dejó enfriar durante 6 minutos, al final se obtuvo una perla de vidrio que fue llevada a un espectrómetro secuencial de fluorescencia de rayos X RIGAKU ZSX Primus II.

Para determinar la pérdida por calcinación (PxC) se pesó 1g del polvo de la muestra de interés con ayuda de una balanza de precisión (peso 1) y se calienta en una mufla a 1000°C durante una hora. Después se deja enfriar y se vuelve a pesar (peso 2) y se realiza el siguiente cálculo:

$$PxC = (\text{Peso 1} - \text{Peso 2}) \times 100$$

Para el caso de los elementos traza, el análisis cuantitativo multielemental se realizó mediante un espectrómetro de masas con plasma acoplado inductivamente (ICP-MS) Thermo Series-X^{II} equipado con una celda de colisión-reacción, en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias UNAM, campus Juriquilla, Qro.

4.4.2 Geocronología U-Pb en zircón

Antes de realizar el análisis geocronológico, se obtuvieron imágenes de catodoluminiscencia (CL), para ello, las muestras fueron cubiertas con grafito. La CL permitió analizar y caracterizar la estructura interna de los granos y poder elegir los puntos ideales para el análisis de U-Pb y también permitió descartar la aplita como una muestra prospecta para obtener edades, debido a que no cumplía con las características adecuadas para su análisis. Se eligieron puntos analíticos de 23 μm tanto en los núcleos como en los bordes para 40-50 cristales de zircón de las muestras antes mencionadas, con excepción de la pizarra, en la cual se seleccionaron puntos para 100 granos. Las secuencias fueron programadas en GeoStar y enviadas nuevamente al LEI-CGeo, donde los cristales fueron fechados por medio del método de espectrometría de masas de plasma acoplado Inductivamente con ablación láser (LA-ICP-MS), con ayuda de un espectrómetro de masas cuadrupolar con plasma acoplado por inducción (ICP-MS) Thermo Xseries-ii acoplado a un sistema de ablación láser Resonetics Resolution M-50 excimer láser de 193 nm de longitud de onda. Finalmente, los diagramas de concordia y diagramas de media ponderada, fueron elaborados con ayuda del software IsoplotR 3.70 y Excel.

4.4.3 Microsonda electrónica

Los minerales que se utilizaron para el análisis de microsonda fue el anfíbol y la plagioclasa, por lo tanto, se seleccionaron dos muestras representativas, un granitoide y un enclave máfico, usando como criterio la presencia de cristales en equilibrio textural, que conserven un mayor tamaño y que se encuentren con menor alteración.

Las láminas delgadas usadas fueron pulidas con papel lija de grano 2400 y 4000 y se aplicó un segundo pulido sobre paños cubiertos de diamante. Las secciones delgadas deben tener una superficie rigurosamente plana sin relieve de modo que el haz de electrones incida a la superficie en un ángulo de 90° (López, 1981).

Una vez pulidas las láminas, se cubrieron de grafito y se enviaron al Laboratorio de Microscopía electrónica de barrido del Instituto de Geología, UNAM, para obtener imágenes

de electrones retrodispersos. Sobre las imágenes se trazaron perfiles y puntos de interés para realizar el análisis composicional de los minerales. Finalmente, las láminas y las imágenes se enviaron al Laboratorio Universitario de Petrología (LUP) del Instituto de Geofísica-UNAM, para la determinación composicional de los minerales de interés.

CAPÍTULO 5. RESULTADOS

5.1 Geología de la suite intrusiva Acatita y su roca encajonante

5.1.1 Suite intrusiva Acatita

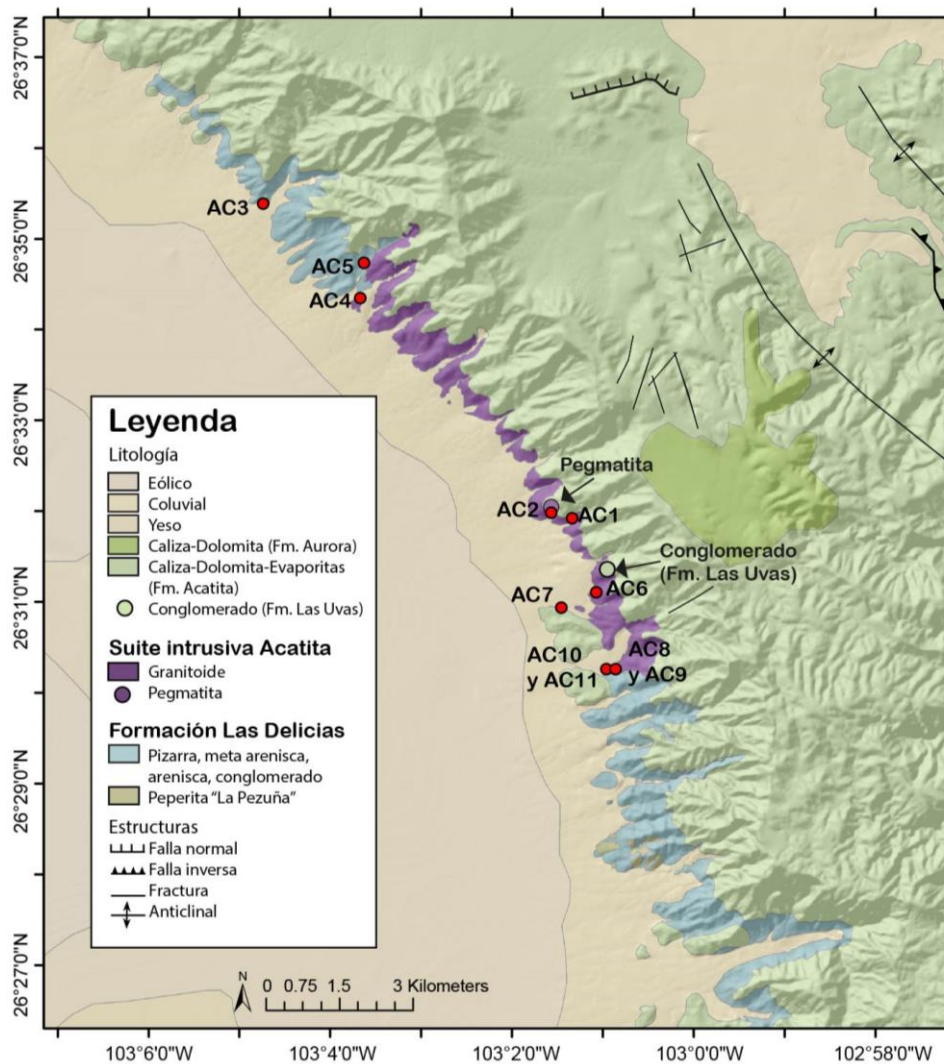
La suite intrusiva Acatita de la Sierra de Los Remedios se distribuye a lo largo de una franja con orientación NNW-SSE y tiene una extensión aproximada de 10 km (Figura 8). La suite se observa principalmente un aspecto masivo y esferoidal (Figura 9 A y 9 B) y presenta un contacto intrusivo con respecto a la Fm. Las Delicias y un contacto discordante con respecto al conglomerado de la Fm. Las Uvas y la Fm. Acatita (Figura 9 C). Algunos granitoides presentan un color que varía de gris a blanco en superficie fresca y en ocasiones se observan alterados, fracturados y con vetillas de cuarzo rellenando las fracturas.

El granitoide presenta una región leucocrática y otra melanocrática constituida por enclaves máficos con formas irregulares, esféricas y elipsoidales, cuyos diámetros varían de 4 cm hasta 50 cm (Figuras 9 D, 9 E, 9 F). Los granitoides presentan una textura que varía de porfídica a fanerítica inequigranular y en ocasiones se observa una foliación magmática (Figura 9 G). Por otro lado, los enclaves máficos presentan una textura porfídica que transiciona a fanerítica equigranular, incluso se observaron bloques graníticos con enclaves máficos orbiculares (Figura 9 H).

Los granitoides se componen de plagioclasa, cuarzo, feldespato, mica oscura que se altera a clorita, anfíbol y minerales opacos. Por otro lado, los enclaves máficos están constituidos principalmente por anfíbol, mica oscura que se altera a clorita, plagioclasa, feldespato, minerales opacos y cuarzo en menor proporción. Los tamaños de los cristales del granitoide son muy variables, hay afloramientos donde los cristales tienen un tamaño inferior a 3 mm y hay otros afloramientos donde los cristales tienen hasta 1 cm de tamaño. También se identificaron granitoides con un menor contenido de minerales ferromagnesianos, los cuales solo componen el 10% y los minerales claros componen el 90% de cristales, mientras que, en otros casos, el porcentaje de minerales ferromagnesianos constituye el 45% y los minerales claros el 65%, lo que sugiere una heterogeneidad composicional en la suite intrusiva. Por otro lado, también se observan diferencias entre la predominancia de los enclaves máficos dentro de la suite: mientras que en algunas regiones los enclaves componen el 15% de los afloramientos, en otras regiones los enclaves constituyen solo el 5% del afloramiento o incluso están ausentes, además de que el contenido de minerales ferromagnesianos en los enclaves también es muy variable.

Finalmente, se observaron dos unidades, una pegmatítica y otra aplítica. La pegmatita presenta un aspecto masivo y está cortando la unidad granítica anteriormente descrita (Figura 9 I). Las rocas presentan una textura pegmatítica y están constituidas por cuarzo, plagioclasa, feldespato-K y mica clara con un tamaño de grano de hasta 2 cm (dicho afloramiento fue observado de manera local y se muestra en la Figura 8). Por otro lado, la aplita se observa en un aspecto masivo y también se encuentra cortando la unidad granítica; las rocas presentan

una textura afanítica y están constituidas principalmente por cuarzo, feldespato y plagioclasa con un tamaño milimétrico (el afloramiento descrito se muestra en el punto de muestreo AC9 en la Figura 8). Ambas unidades representan la fase final de cristalización del proceso ígneo.



Columna estratigráfica

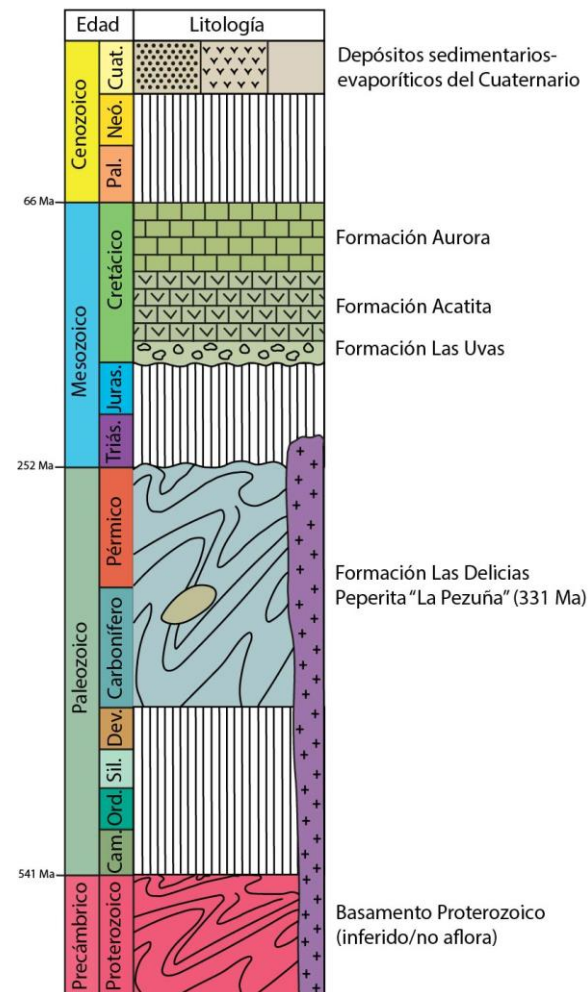
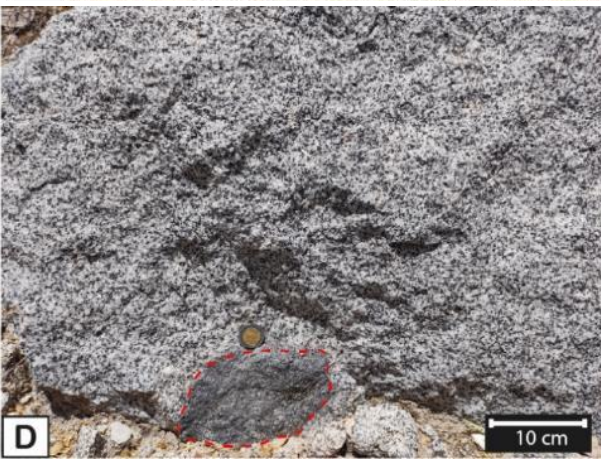
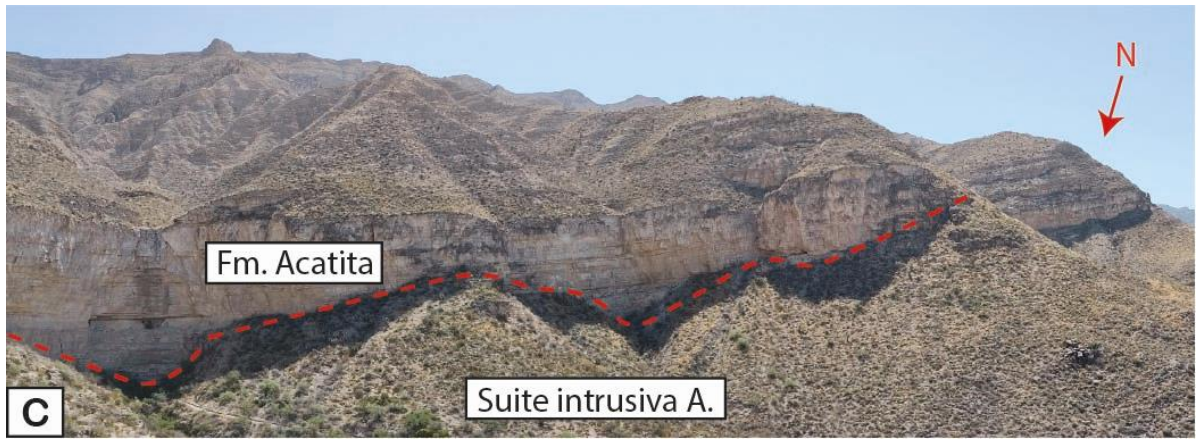


Figura 8. Mapa geológico de la Sierra de Los Remedios.

Nota: En los puntos rojos se observan los puntos de muestreo. Asimismo, el conglomerado de la Fm. Las Uvas y la pegmatita de la suite intrusiva Acatita se muestran en el mapa como puntos dado que los afloramientos vistos en campo se observaron de manera local.



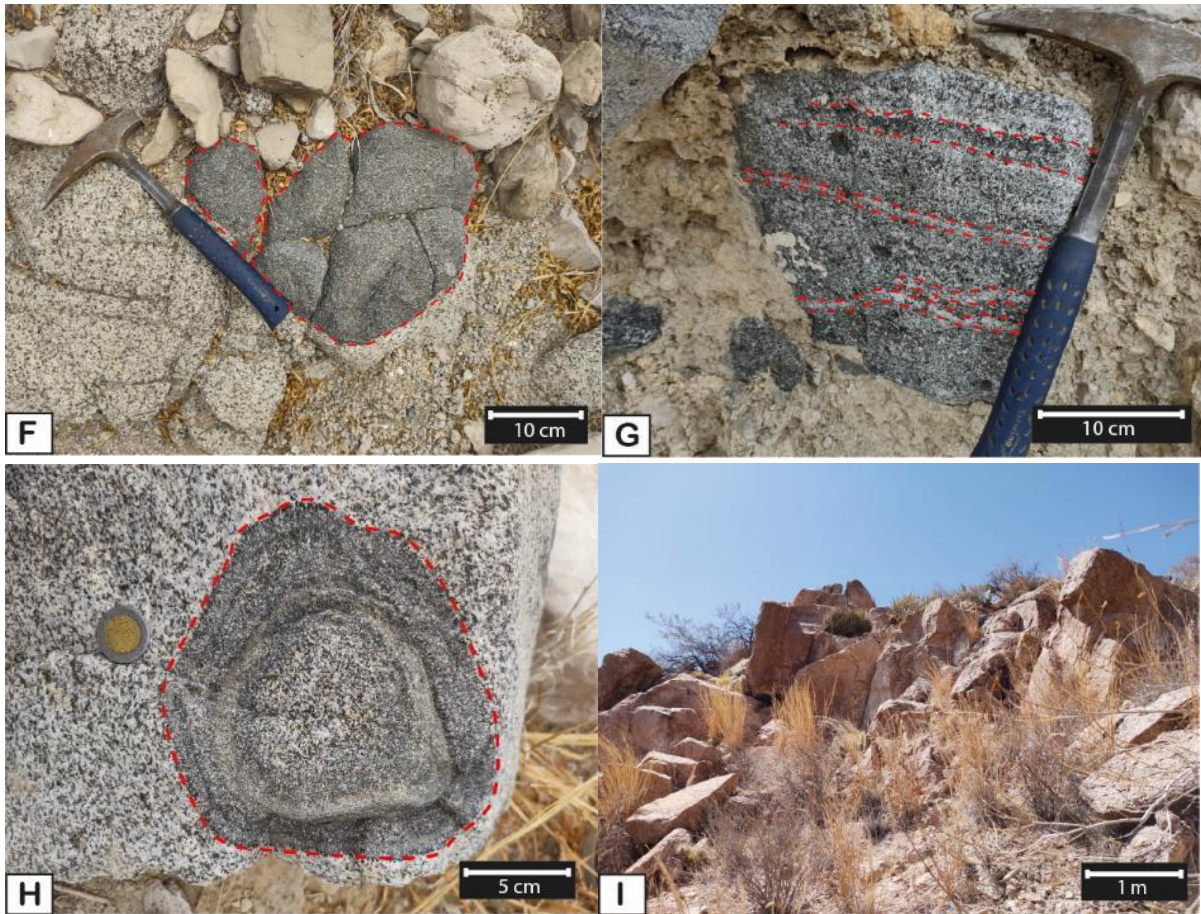


Figura 9. Suite intrusiva Acatita y sus relaciones de campo. A) Granitoide con enclaves máficos de aspecto esferoidal. B) Afloramiento de la suite intrusiva con menor presencia de enclaves máficos. Presenta un aspecto masivo, fracturado y alterado, se observan vetas de cuarzo que rellenan los planos de debilidad de la roca. C) Contacto discordante entre la suite intrusiva y la Fm. Acatita. Entre ambas unidades se encuentra. D), E) y F) Muestran las diferentes texturas y tamaños de los enclaves máficos. Se observan morfologías elipsoidales, esféricas e irregulares. G) Se observa un granitoide con una foliación magmática. H) Textura orbicular en enclave máfico de 12 cm de diámetro. I) Muestra la pegmatita que forma parte de la suite intrusiva Acatita.

5.1.2 Roca encajonante (Formación Las Delicias)

La roca encajonante está conformada por una secuencia variable de pizarras, areniscas, meta-areniscas y conglomerados, los cuales forman parte de la Formación Las Delicias, descrita por McKee *et al.* (1999) (Figura 8). A continuación, las rocas se describen de las más foliadas a las menos foliadas y no foliadas.

Pizarra

Es la unidad más predominante y se caracteriza por un color gris azulado y marrón (Figuras 10 A y 10 B). Posee típicamente una foliación continua y un plegamiento que suele exhibir planos con un rumbo azimutal de 45° y un echado de 85° al oeste. Esta roca presenta una intercalación entre un dominio de cristales de grano fino y grano grueso, ambas caracterizadas por una textura granolepidoblástica. La pizarra está constituida por cristales de muscovita, biotita, plagioclasa, cuarzo y feldespato, y en el caso del dominio de grano

grueso, se observan pseudomorfos con un tamaño ≤ 1 cm de clorita y muscovita reemplazando cordierita.

La meta-arenisca se muestra en un color gris y con superficies intemperizadas de color pardo a rojizo que representan un aspecto bandeado (Figura 10 C). Se observan intercalaciones de la roca en una textura granoblástica a lepidoblástica, ambos dominios con cristales de cuarzo, muscovita, plagioclasa y otras fases ferromagnesianas no identificadas por su tamaño de grano muy fino.

Arenisca

La arenisca tiene un color gris, conserva una textura de grano fino y está constituida principalmente por cristales de cuarzo y, en menor proporción, de feldespato potásico.

Conglomerado

Se observaron dos diferentes tipos de conglomerados que se identificaron como unidades pre-mesozoicas a partir de sus relaciones de campo. El primer conglomerado se observa conformante al resto de unidades anteriormente descritas y clasifica como un ortoconglomerado polimíctico con clastos del tamaño de grava que varían de subredondeado a subanguloso en una clasificación pobre. Se observan cristales de cuarzo y clastos de esquisto verde, pizarra, arenisca y toba soportadas en una matriz arenosa fina de color rojizo (Figura 10 D). El segundo conglomerado no se observó in situ, pero se localizaron bloques muy cerca de la localidad "Las Uvas" y se clasifica como un paraconglomerado de guijarros oligomíctico con clastos que varían de redondeados a subredondeados en una clasificación moderada. Los clastos son en un 80% volcánicos y 20% graníticos soportadas en una matriz fina de arcilla de color gris rojizo (Figura 10 E).



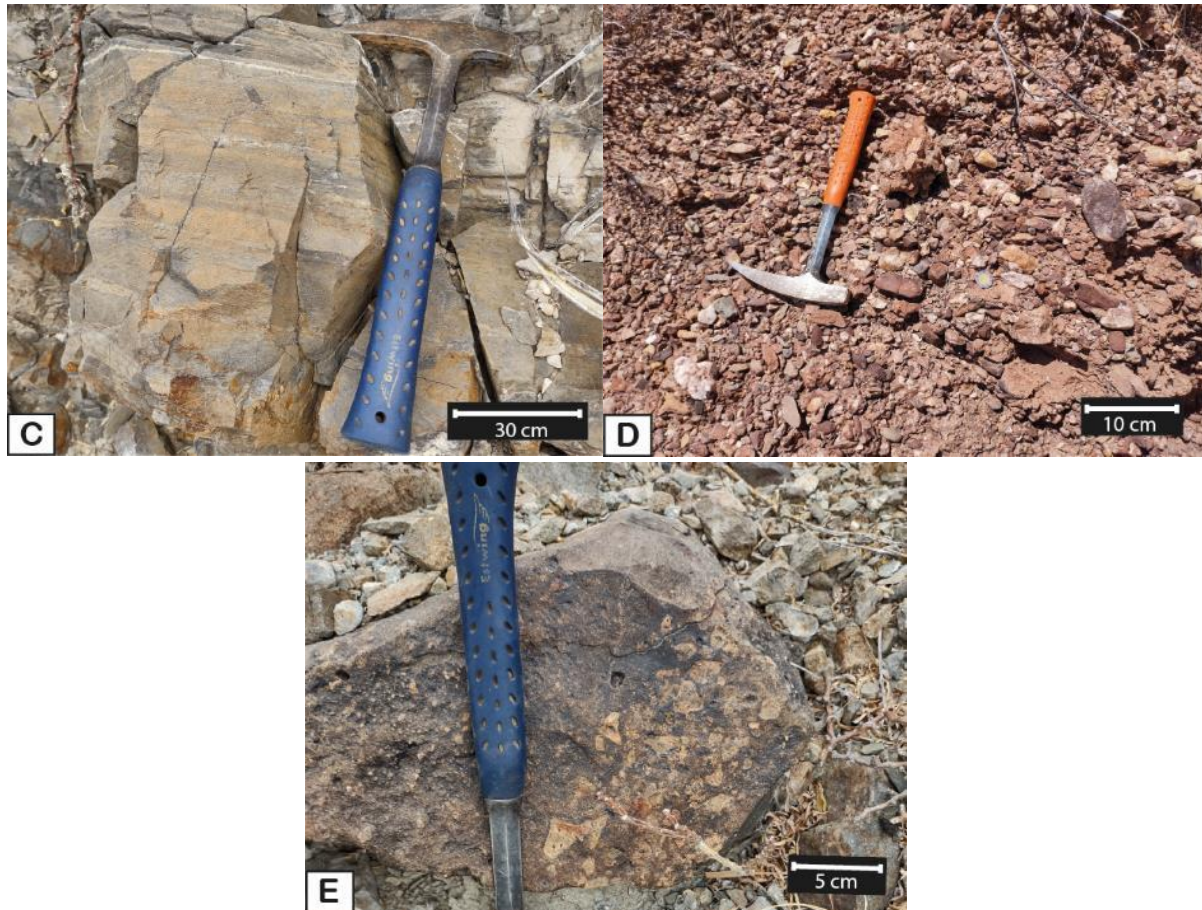


Figura 10. Roca encajonante de la suite intrusiva. A) y B) Unidad pizarrosa y su textura granolepidoblástica. Se observan los pseudomorfos de clorita y sericita reemplazando la cordierita. C) Meta-arenisca foliada con una superficie intemperizada. D) Ortoconglomerado polymítico soportado por una matriz arenosa fina. Se observan clastos con diámetros que varían de 1 hasta 10 cm. E) Paraconglomerado de guijarros oligomítico soportado por una matriz arcillosa. Los bloques que contienen los conglomerados tienen un tamaño de hasta 40 cm.

5.2 Petrografía

5.2.1 Suite intrusiva Acatita

5.2.1.1 Granitoides

Los granitoides se clasifican como dioritas, tonalitas y cuarzo monzodioritas (Figura 15) y presentan una textura hipidiomórfica inequigranular de grano medio a grueso, conformada por cristales de plagioclasa (52-58%), cuarzo (4-23%), anfíbol (11-24%), biotita (6-11%) y feldespato potásico (2-10%), mientras que las fases accesorias corresponden a zircón, apatito, turmalina y algunos minerales opacos. Las principales fases secundarias son calcita, epidota, clorita, titanita y sericita (Tabla 5).

La plagioclasa es euédrica a subédrica, tiene una composición de andesina y se identificaron dos principales familias, una constituida por cristales de un tamaño inferior a 3 mm y otra de cristales que tienen un tamaño superior a 3 mm, llegando incluso a un tamaño centimétrico (≥ 1 cm). Presentan una macla polisintética y en ocasiones se muestra combinada

con una macla tipo Carlsbad. La mayoría de los cristales presentan un zoneamiento en parche y concéntrico (Figura 11 A y 11 B) y los cristales se disponen generando una textura cumúlítica o en mosaico (Figura 11 C). Algunos cristales de plagioclasa desarrollan una ligera seritización y epidotización.

El feldespato potásico aparece principalmente de forma intersticial (Figura 11 D), aunque en algunas ocasiones se muestra en cristales subédricos y anédricos en un tamaño que varía de 0.5 mm a un tamaño centimétrico (≥ 1 cm) y que, en ocasiones, exhiben una extinción ondulada (Figura 11 E). Se observan inclusiones de plagioclasa, apatito, anfíbol y minerales opacos.

El anfíbol se presenta como cristales euédricos a subédricos con un tamaño que varía de milímetros a centímetros (fenocristales ≥ 2 cm). Los fenocristales presentan comúnmente un zoneamiento, con núcleos en una tonalidad marrón y bordes en una tonalidad verde olivo (Figura 11 F). Algunos cristales presentan una macla simple y polisintética y muestran una textura poiquilítica con inclusiones de plagioclasa, zircón y minerales opacos, éstos últimos, alterándose a titanita. En ocasiones el anfíbol desarrolla una ligera alteración a clorita y a epidota.

La biotita se muestra como cristales subédricos con un tamaño que varía de milímetros a centímetros (≥ 2 cm). Hay cristales que muestran un aparente zoneamiento con núcleos en una tonalidad marrón oscuro y bordes más claros (Figura 11 G). En ocasiones la biotita es cloritizada y presenta inclusiones de plagioclasa, feldespato-K, turmalina, zircón y minerales opacos.

El cuarzo se presenta de forma intersticial (Figura 11 H) y como cristales euédricos y subédricos en un tamaño que varía de 0.5 a 1 mm. En ocasiones se observan con una extinción ondulada y ligeramente fracturados.

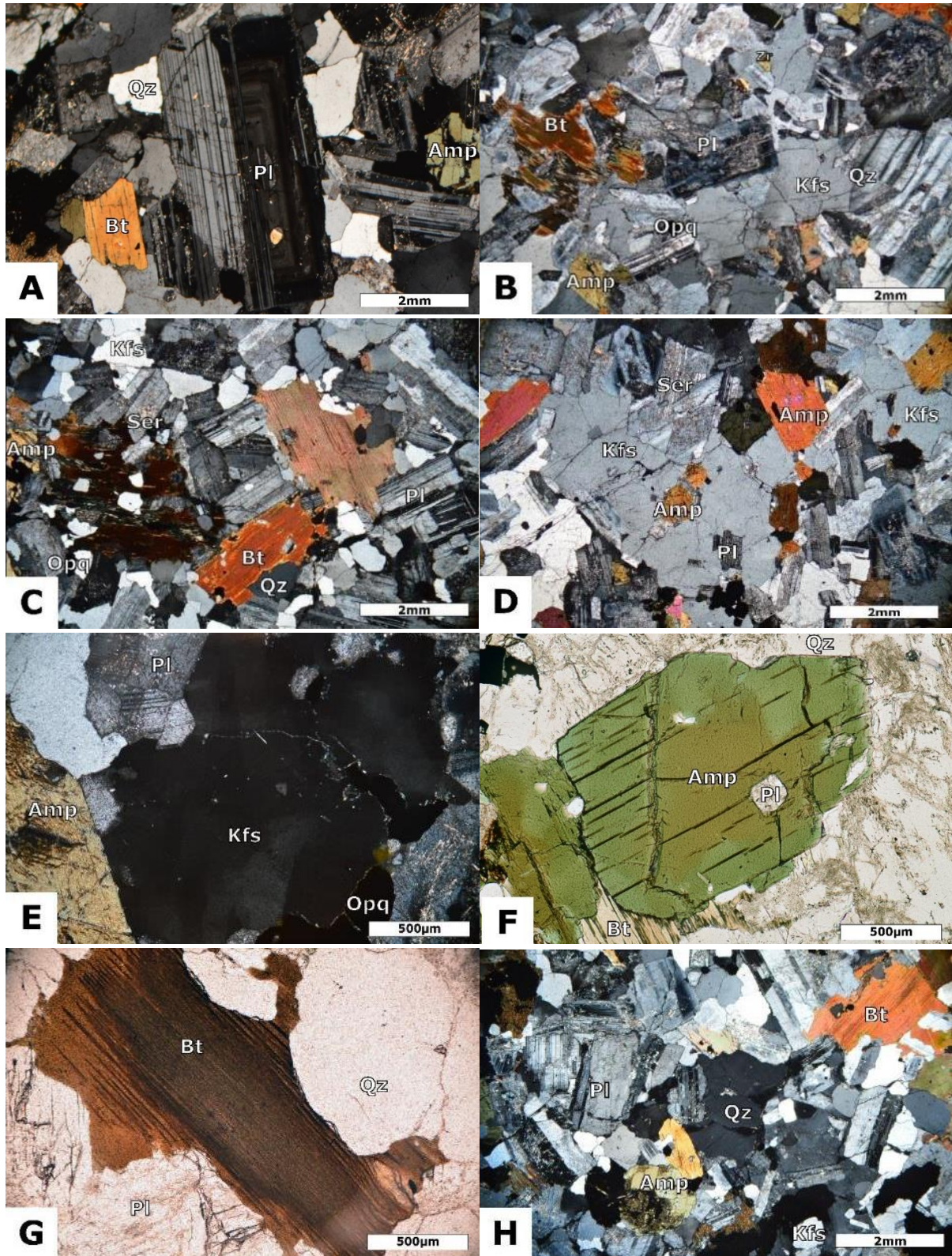


Figura 11. Microfotografías de granitoides. A) Zoneamiento composicional concéntrico en fenocristal de plagioclasa. B) Zoneamiento en parche en fenocristal de plagioclasa. C) Fenocristales de plagioclasa formando una textura cumulítica. D) Se observa el feldespato en una textura intersticial. E) Extinción ondulada en fenocristal de feldespato potásico. F) Cristal de anfíbol zoneado. El núcleo del cristal se observa en un tono pardo y los bordes en un tono verde. G) Fenocristal de biotita con aparente zoneamiento. El núcleo se observa en un color pardo oscuro mientras que los bordes se observan en un color pardo claro. H) Se observa el cuarzo en una textura Intersticial.

5.2.1.2 Enclaves máficos

Los enclaves máficos se clasifican como monzodioritas, dioritas y gabros de hornblenda (Figura 15), desarrollan texturas que varían de hipidiomórfica inequigranular a subofítica-ofítica y son principalmente de grano medio a grueso. En algunos casos se observan texturas glomeroporfídicas (e.g. muestra AC4_A) y con texturas “en peine”. Los enclaves están enriquecidos de anfíbol (29-54%) y biotita ($\leq 13\%$), y presentan otros minerales como plagioclasa (31-57%), feldespato potásico ($\leq 15\%$), clinopiroxeno ($\leq 2\%$) y en algunas ocasiones, cuarzo ($\leq 2\%$), mientras que las fases accesorias corresponden a zircón, apatito, turmalina, alanita y minerales opacos. Las principales fases secundarias son clorita, sericita, epidota y titanita (Tabla 5).

La plagioclasa tiene una composición que varía de andesina a labradorita, y ocurre principalmente como cristales euédricos y subédricos con un tamaño de grano que varía de milímetros a centímetros (fenocristales). En algunos enclaves (AC1_B y AC6_B) se identificó un tamaño de grano bimodal, un grupo constituido por microcristales con un tamaño inferior a 1 mm y otro grupo constituido por fenocristales con un tamaño superior a 1 mm, llegando incluso a un tamaño centimétrico (≥ 1 cm). Los microcristales se disponen al azar y se presentan como inclusiones en fenocristales de anfíbol, formando una textura ofítica y subofítica (Figura 12 A), y, por otra parte, los fenocristales de plagioclasa se encuentran formando una textura cumulítica (Figura 12 B). La plagioclasa desarrolla una macla polisintética, que, en ocasiones se muestra combinada con una macla tipo Carlsbad y presenta un zoneamiento en parche y concéntrico (Figura 12 C y 12 D). Los fenocristales muestran (en su mayoría) inclusiones de anfíbol, apatito y minerales opacos, y, en ocasiones desarrollan una seritización y epidotización.

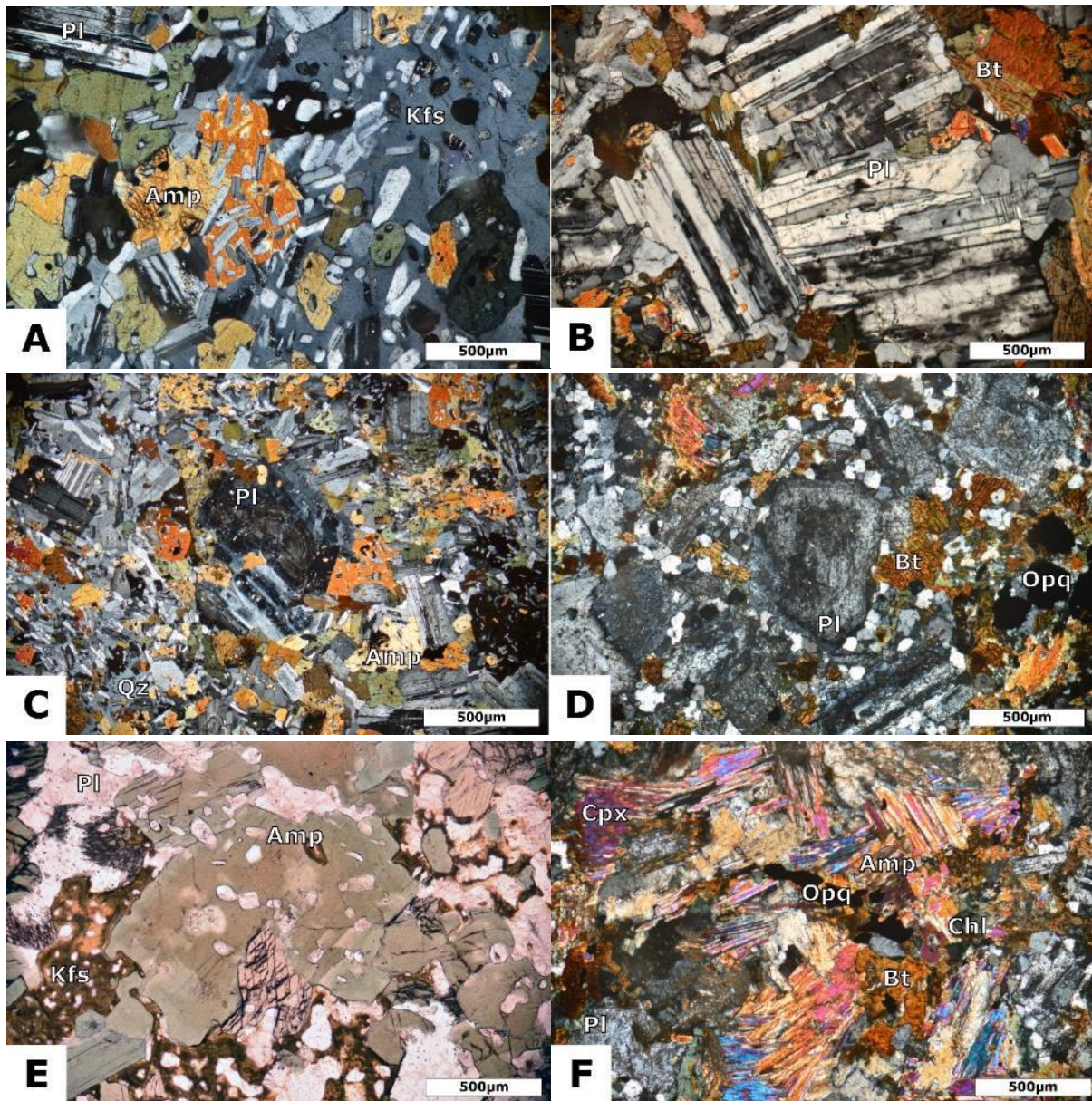
Los fenocristales de anfíbol se encuentran en un tamaño que varía de milímetros a centímetros (≥ 1.5 cm) en una forma subédrica. Los fenocristales presentan un zoneamiento que consiste en núcleos con tonalidad marrón y bordes en tonalidad verde olivo (Figura 15 E). Hay fenocristales que presentan una macla simple y forman parte de la textura ofítica-subofítica antes descrita (Figura 12 A). En los enclaves glomeroporfídicos, los cristales de anfíbol se observan en un hábito fibroso y en agregados cristalinos junto con la biotita y el clinopiroxeno, y en ocasiones, forman una textura “en peine” (Figura 12 F). Estos fenocristales contienen comúnmente inclusiones de biotita, apatito, alanita, turmalina y minerales opacos alterados a titanita. El anfíbol es cloritizado y epidotizado.

La biotita se presenta en un tamaño que varía de 0.3 mm a 1 cm en una forma subédrica. Algunos cristales exhiben un aparente zoneamiento óptico con color marrón oscuro en los núcleos y marrón claro hacia los bordes y, en ocasiones, la biotita se observa intercrecida junto con el anfíbol (Figura 12 G). Suelen presentar inclusiones de minerales opacos alterándose a titanita. La biotita se observa parcial o totalmente cloritizada.

El feldespato aparece principalmente intersticial y, en algunos casos, como fenocristales subédricos y anédricos de entre 0.3 mm y 1 cm. En ocasiones se observa en una textura poiquilítica con inclusiones de anfíbol, plagioclasa y apatito, y suelen presentar una extinción ondulada.

El cuarzo ocurre como cristales subédricos y anédricos con un tamaño inferior a 3 mm, en ocasiones, en una textura poiquilítica con inclusiones de anfíbol y plagioclasa. El contenido de cuarzo es muy bajo e incluso está ausente en algunas muestras (e.g. AC10 y AC11).

El clinopiroxeno se presenta en fenocristales subédricos de un tamaño inferior a 1.5 mm, y en ocasiones, se observa parcial o totalmente reemplazado por anfíbol (Figura 12 H).



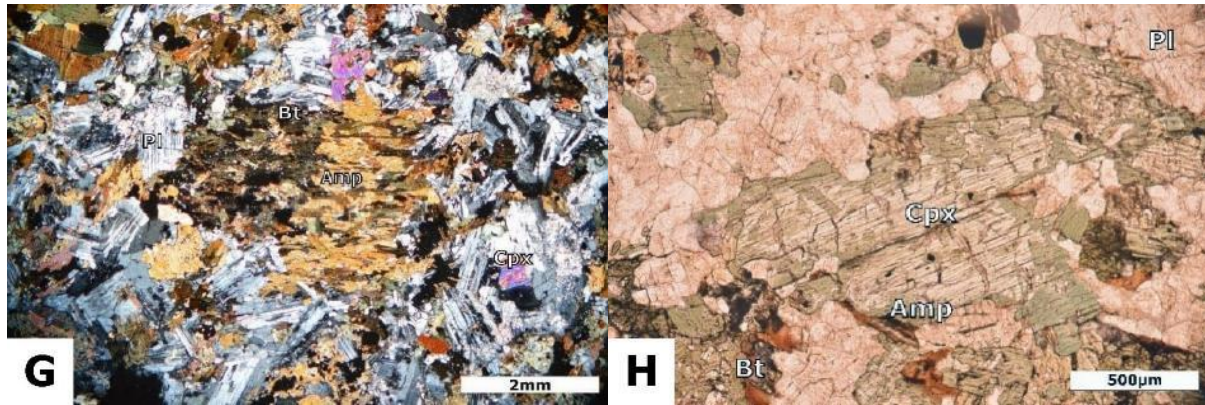


Figura 12. Microfotografías de enclaves máficos. A) Cristales de anfíbol con inclusiones dispuestos al azar formando una textura subofítica. B) Cristales de plagioclasa en una textura acumulada. C) Fenocristal de plagioclasa con zoneamiento composicional concéntrico. D) Fenocristal de plagioclasa con zoneamiento en parche. E) Cristal de anfíbol zoneado. El núcleo del cristal se observa en un tono pardo y los bordes en un tono verde. F) Textura de en peine de anfíbol y clinopiroxeno G) Se observa un intercrecimiento entre el anfíbol y biotita, este último cloritizándose. H) Clinopiroxeno siendo parcialmente reemplazado por anfíbol.

5.2.1.3 Pegmatita y aplita

La pegmatita presenta una textura holocristalina inequigranular de grano medio a grueso, conformada principalmente por cristales de feldespato (32%), cuarzo (30%) y plagioclasa (24%), mientras que las fases accesorias corresponden a muscovita y minerales opacos. Por otra parte, como fases secundarias se incluye la sericita y calcita.

El feldespato es subédrico y anédrico, con un tamaño que varía de milímetros a centímetros (≥ 3 cm). Este mineral muestra una extinción ondulada y algunos cristales presentan inclusiones de minerales opacos. En ocasiones, el feldespato se encuentra exsolviendo a la plagioclasa, formando una textura pertítica (Figuras 13 A). El cuarzo se observa subédrico y anédrico con un tamaño que varía de milímetros a centímetros (≥ 3 cm). Junto con el feldespato potásico, este mineral forma una textura gráfica (Figura 13 B). Por otro lado, la plagioclasa tiene una composición de oligoclasa a andesina, ocurre como cristales subédricos y anédricos con un tamaño que varía de milímetros a centímetros (≥ 3 cm) y presenta una macla polisintética, en ocasiones combinada con una macla de tipo Carlsbad. Este mineral muestra inclusiones de muscovita y minerales opacos, y es comúnmente seritizado.

La aplita muestra una textura alotriomórfica equigranular constituida principalmente por plagioclasa (31%), cuarzo (27%) y feldespato (25%), mientras que las fases accesorias corresponden a muscovita, biotita y minerales opacos. Por otra parte, como fases secundarias se incluye la sericita y epidota. La plagioclasa se observa en un tamaño que varía de 0.3 mm a 1 cm y presentan una macla polisintética, aunque la alteración del mineral a sericita impide observarla con claridad. En algunos cristales se muestran inclusiones de feldespato y muscovita. El cuarzo se observa en un tamaño que varía de 0.3 mm a 1 cm, algunos cristales se encuentran fracturados y rellenos por sericita y con inclusiones de biotita. El feldespato se observa un tamaño que varía de 0.3 mm a 1 cm, presentan inclusiones de cuarzo, plagioclasa y minerales opacos, y se observa una seritización y epidotización en los cristales.

Por otro lado, la muscovita se puede observar como una fase accesoria y con un tamaño inferior a 0.5 mm.

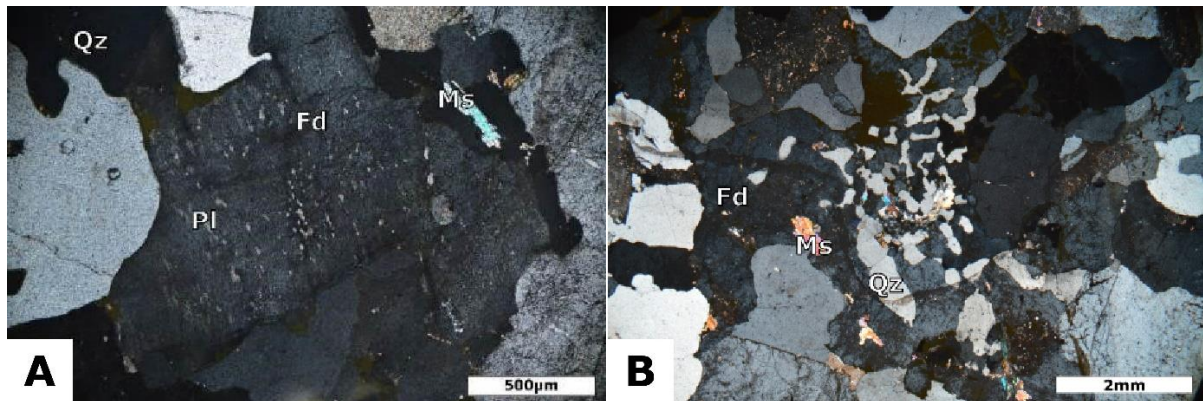


Figura 13. Microfotografías de pegmatita. A) Exsolución de la plagioclasa en fenocristal de feldespato potásico (pertitas). B) Cuarzo y feldespato intercrecidos formando una textura gráfica.

5.2.2 Roca encajonante

La roca encajonante en las zonas de contacto es principalmente una pizarra con textura granolepidoblástica inequigranular (Figura 14 A) y muestra una intercalación entre grano fino (<0.5 mm) y grano grueso (≥ 0.5 mm). Se observa una asociación mineral de cuarzo, feldespato, plagioclasa, biotita, clorita, muscovita, cordierita y sericita, además de fases accesorias como el zircón y minerales opacos (Tabla 5).

El cuarzo se observa en microcristales con contornos recristalizados euédricos-subédricos en un tamaño que varía de 0.3 a 0.8 mm, que, en ocasiones, se observa en equilibrio con cristales alineados de biotita.

La plagioclasa y el feldespato se encuentran en un tamaño inferior a 0.3 mm, presentan contornos euédricos-subédricos y se observan en equilibrio junto con el cuarzo. Se observan inclusiones de minerales opacos y zircón, y ambos minerales son reemplazados por sericita.

La biotita se observa en microcristales de un tamaño que varía de 0.3 a 0.5 mm con contornos principalmente subédricos y se encuentran en equilibrio con el cuarzo, la plagioclasa y el feldespato. Los cristales de biotita se disponen en una dirección preferencial paralela y en ocasiones, forman micropliegues. En ocasiones se observan halos pleocroicos en la estructura mineral de la biotita, causados por la radiación de inclusiones de zircón.

La muscovita se observa en microcristales con un tamaño inferior a 0.8 mm, presentan contornos subédricos-anédricos y están dispuestos aleatoriamente, sugiriendo un desequilibrio con respecto a la plagioclasa, feldespato, cuarzo y biotita. Se observan pseudomorfos subesféricos ricos en muscovita y clorita inferiores a 1 cm que representan cristales de cordierita que fueron completamente reemplazados (Figura 14 B). Finalmente, algunos cristales de muscovita presentan inclusiones de cuarzo, biotita y minerales opacos.

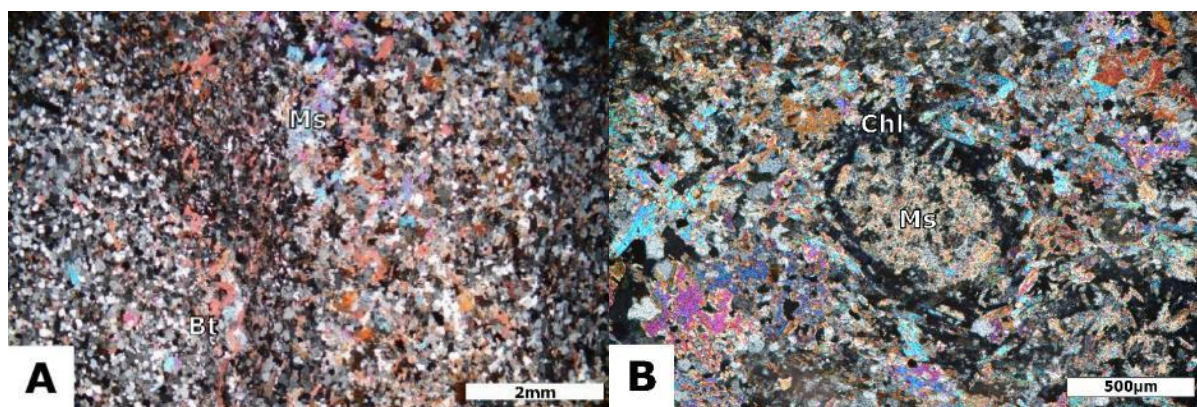


Figura 14. Microfotografías roca encajonante. A) Textura granolepidoblástica inequigranular ligeramente foliada. B) Pseudomorfo de muscovita y clorita reemplazando cordierita.

Tabla 5. Síntesis mineralógica a partir del análisis petrográfico.

Clave	AC1_A	AC1_B	AC2	AC4_A	AC4_B	AC6_A	AC6_B	AC8_A	AC8_B	AC9	AC10	AC11
Litología	T	D	PG	D	D	QM	M	P	P	A	G	G
Pl	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Kfs	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Qz	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X		
Amp	X	X		X	X	X	X				X	X
Bt	X	X		X	X	X	X	X	X	X	X	X
Chl	X	X		X	X	X	X	X	X		X	X
Cpx		X		X			X					X
Ser	X	X	X		X	X	X	X		X	X	X
Ep	X				X	X					X	X
Opq	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Ttn	X				X	X						X
Ms			X					X	X	X		
Cal			X		X							
Ap	X			X	X	X	X				X	X
Zrn	X	X			X	X	X				X	X
Aln					X							
Tur	X			X							X	X

*Para la litología se usan las abreviaciones T= Tonalita; QM= Cuarzo monzodiorita; D= Diorita; PG= Pegmatita; P= Pizarra; A= Aplita y G= Gabro.

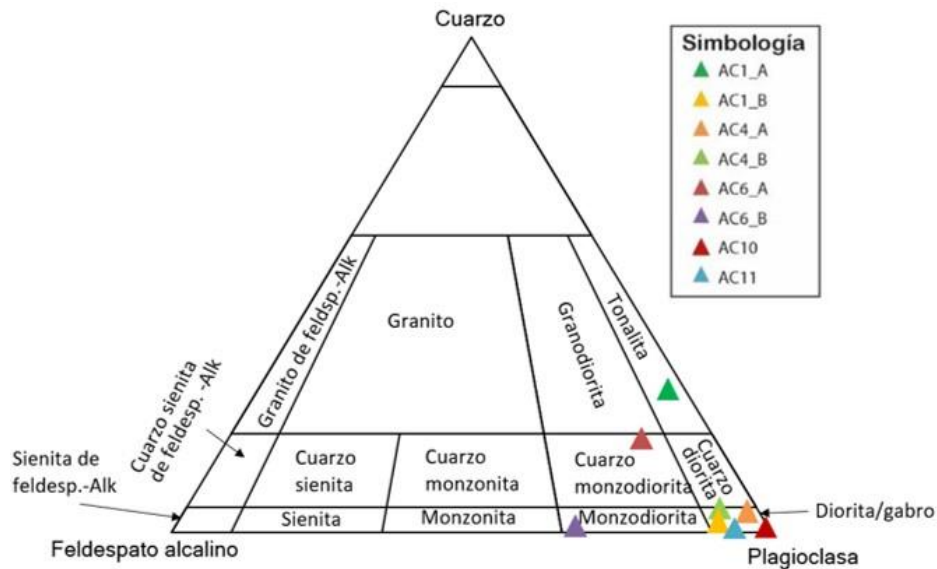


Figura 15. Clasificación de Streckeisen para la suite intrusiva Acatita. Los granitoides tienen composiciones variables y caen en los campos de tonalita, cuarzo monzodiorita y diorita, mientras que los enclaves máficos caen principalmente en el campo de la diorita/gabro variando composicionalmente a Monzodiorita.

5.3 Geoquímica

A continuación, se presentan los resultados de los análisis químicos para 5 muestras representativas de la suite intrusiva, principalmente, de los enclaves máficos (a excepción de AC4_B), los cuales brindarán información relevante sobre la naturaleza de los magmas. Los datos crudos se observan en la tabla 6.

Tabla 6. Análisis geoquímicos de elementos mayores.

Litología	Diorita			Monzodiorita	Gabro de hornblenda
Muestra	AC1_B	AC4_A	AC4_B	AC6_B	AC10
SiO ₂	53.82	58.97	59.51	53.52	45.38
TiO ₂	0.88	0.73	0.74	0.67	1.24
Al ₂ O ₃	17.52	17.43	16.81	13.96	18.15
Fe ₂ O _{3t}	7.96	7.27	6.85	8.65	11.86
MnO	0.15	0.13	0.12	0.22	0.20
MgO	5.46	3.55	3.36	8.05	6.39
CaO	8.39	6.89	6.32	8.79	12.91
Na ₂ O	3.45	2.75	3.05	2.34	1.47
K ₂ O	1.61	1.23	1.61	2.97	0.62
P ₂ O ₅	0.19	0.21	0.09	0.13	0.11
PxC	0.57	0.85	1.55	0.70	1.67
SUMA	100.00	100.01	100.01	100.00	100.00

5.3.1 Elementos mayores

Se obtuvieron los datos geoquímicos para los elementos mayores Si, Ti, Al, Fe Mn, Mg, Ca, Na, K y P. Asimismo, se graficaron tanto los datos recabados por McKee *et al.* (1999) como los datos obtenidos en este trabajo, con el objetivo de comparar y complementar resultados. Antes de elaborar los diagramas, los valores de Fe_2O_{3t} de los resultados de McKee *et al.*, (1999) se homogenizaron con respecto a los de este trabajo, realizando el siguiente cálculo: $Fe_2O_{3(t)} = Fe_2O_3 + (FeO * 1.11)$. Posteriormente, se calcularon los valores de FeO_t para ambos casos, multiplicando cada valor de $Fe_2O_{3(t)}$ por 0.8998.

Los resultados fueron proyectados en un diagrama "Total alcalis vs. sílice" (TAS) para rocas plutónicas (Figura 16 A). En el diagrama se observa una nube de puntos predominante entre 57 y 63% de SiO_2 , clasificando al grupo de rocas analizadas en este estudio como dioritas, esto incluye a aquellas muestras que fueron clasificadas como tonalitas en el trabajo de McKee *et al.* (1999). También se pueden observar muestras que caen en el campo de los gabros, gabros peridotíticos, monzodioritas y granitos. Las rocas que caen en el campo de granitos son correspondientes al trabajo de McKee *et al.* (1999), quienes correctamente clasifican a estas rocas como aplitas y granitos. Los resultados de este diagrama son bastante consistentes con los obtenidos en el conteo modal de lámina delgada (Streckeisen).

En el diagrama SiO_2 vs. $FeOt/MgO+FeOt$ de Frost & Frost, (2008) (Figura 16 B) se observa como la mayoría de las muestras caen en el campo de las rocas magnesianas, a excepción de dos granitos que caen en el campo de las rocas ferroanas. Las muestras que se observan en el campo de rocas ferroanas corresponden a los granitos, los cuales probablemente sufrieron un enriquecimiento de hierro durante su diferenciación magmática.

En el diagrama de índice de alcalinidad de Frost *et al.* (2001) (Figura 16 C) se observa que la mayoría de las rocas caen en el campo de magmas cálcicos, con excepción de los granitos, aplitas y algunas muestras de diorita-monzodiotita, que caen en el campo de magmas calcoalcalinos. Esto es consistente con los resultados en el diagrama SiO_2 vs. $FeOt/MgO+FeOt$ de Frost & Frost (2008), ya que los granitoides magnesianos suelen ser más cálcicos o calcoalcalinos. Este exceso de calcio suele ocurrir después de que el aluminio se integra al feldespato, provocando que ciertas fases minerales se vuelvan más ricas en calcio como la hornblenda.

Para el caso del índice de aluminosidad de Shand (1943) (Figura 16 D), la suite intrusiva presenta un comportamiento metaluminosos con excepción de las aplitas y granitos que presentan un comportamiento hiperluminoso. Sin embargo, todas las rocas se restringen al campo de rocas graníticas de tipo I (ígneas o infracrustales).

Finalmente, en el diagrama AFM (Figura 16 E) se observa como la suite intrusiva cae principalmente en el campo de la serie calcoalcalina, con excepción del gabro de hornblenda y algunas tonalitas que caen en el campo de la serie toleítica. La suite parece mostrar una tendencia ascendente hacia las muestras más ricas en sílice.

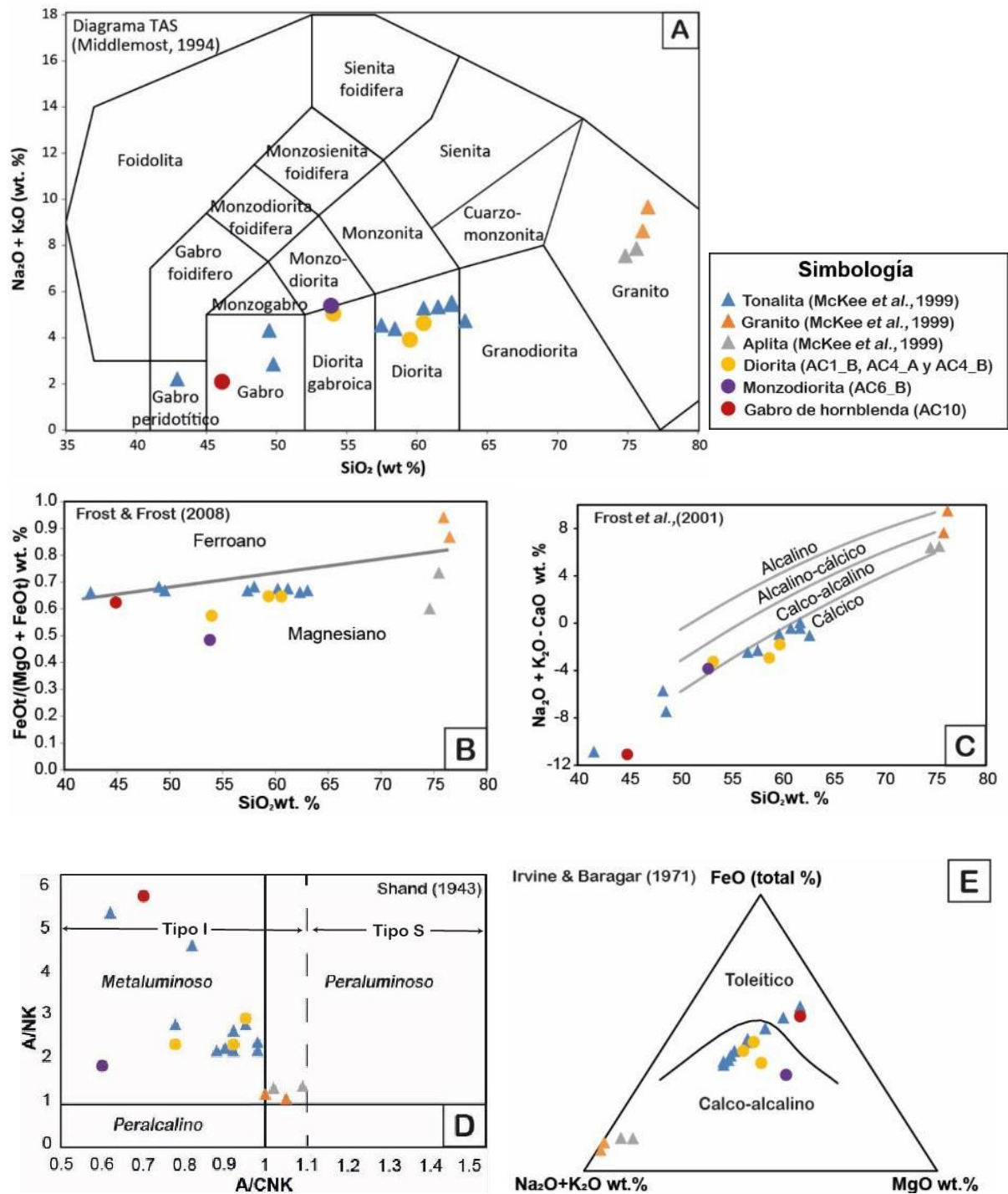


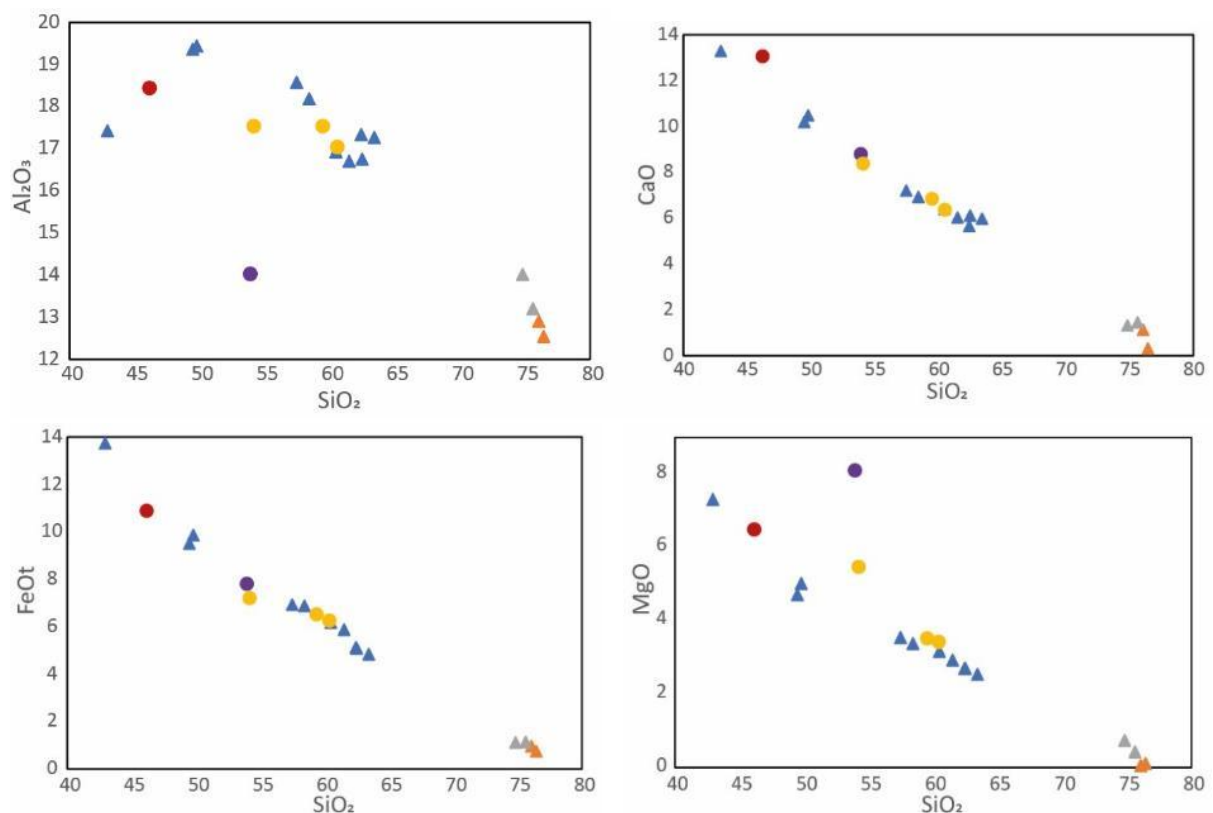
Figura 16. Diagramas geoquímicos. A) Diagrama TAS para rocas plutónicas (Le Maitre 1989, modificado para rocas plutónicas por Moddlemost 1994). B) Diagrama de clasificación (Frost *et al.*, 2008). C) Diagrama de índice de alcalinidad (Frost *et al.*, 2001). D) Diagrama de índice de aluminosidad (Shand 1943). E) Diagrama AFM de clasificación de series magmáticas (Irvine & Baragar, 1971).

También se elaboraron diagramas tipo Harker con la finalidad de identificar las diferentes tendencias y comportamientos de los elementos mayores con respecto al aumento de SiO₂. En la Figura 17 se observa que la mayoría de los elementos mayores (Al₂O₃, CaO, FeO, MgO, K₂O, MnO, TiO₂ y P₂O₃) presentan una tendencia descendente/negativa conforme

aumenta el contenido de SiO_2 , mientras que los elementos mayores como K_2O y Na_2O presentan una tendencia ascendente/positiva conforme aumenta el contenido de SiO_2 . Este tipo de tendencias suelen asociarse a procesos de cristalización fraccionada y a la formación o acumulación de fases minerales como el anfíbol, plagioclasa, apatito, etc., (Winter, 2001). Las tendencias no son completamente lineales, en algunos casos, los elementos mayores muestran una dispersión de los puntos, tal es el caso de los elementos Al_2O_3 , K_2O , MnO , Na_2O y P_2O_3 .

En el caso de Al_2O_3 se observa un punto de inflexión entre 48 y 51% de SiO_2 , lo que podría marcar el inicio de la cristalización de fases minerales enriquecidas de ésta como la plagioclasa. El TiO_2 también muestra un punto de inflexión cerca del 60% de SiO_2 que podría representar el inicio de la cristalización de la titanita. Por otro lado, el P_2O_3 tiene una tendencia muy compleja, sin embargo, es posible identificar un punto de inflexión cerca del 60% de SiO_2 que podría representar el inicio de la cristalización y fraccionamiento del apatito.

Finalmente, para las muestras de aplitas y granitos reportados por McKee *et al.* (1999) se pueden identificar notables diferencias, por ejemplo, las aplitas están más enriquecidas de K_2O pero están menos enriquecidas de Na_2O en comparación a los granitos.



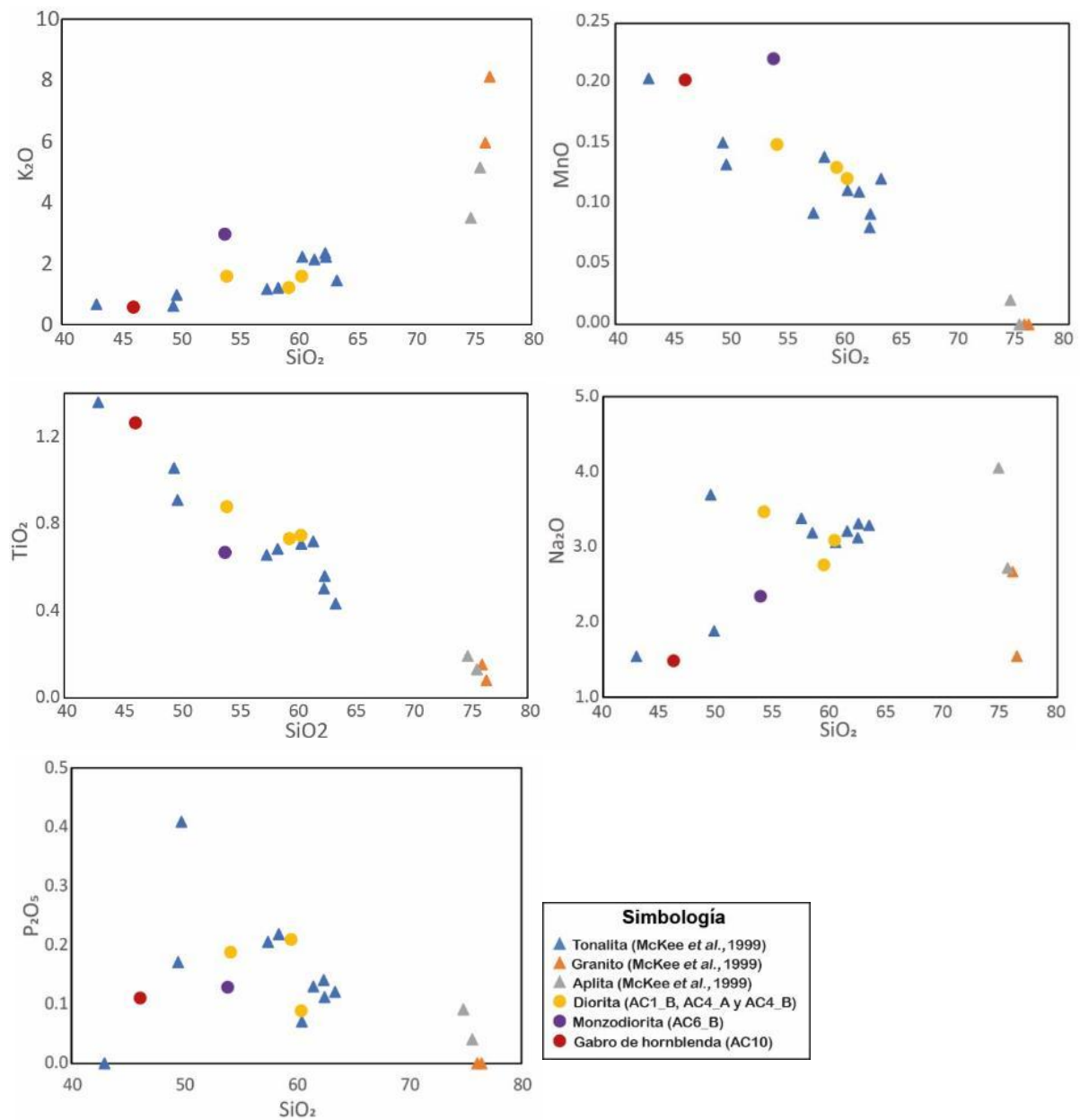


Figura 17. Gráficos multielementos tipo Harker de elementos mayores Al₂O₃, MgO, CaO, MgO, MnO, K₂O, TiO₂, Na₂O y P₂O₅ vs. SiO₂ para las muestras analizadas en este trabajo y los resultados obtenidos por McKee *et al.* (1999).

5.3.2 Elementos traza

Para el análisis de elementos traza se empleó el diagrama de tierras raras (REE) con valores normalizados con respecto a la condrita carbonosa (CI) de McDonough y Sun (1995) y se empleó el diagrama multielemental tipo “Spider” con valores normalizados con respecto al manto primitivo de Sun y McDonough (1989). Los valores de elementos traza se observan en la Tabla 7 e incluye el cálculo de la anomalía de Eu utilizando la expresión $Eu/Eu^* = Eu_N \div \sqrt{Sm_N \times Gd_N}$ con los valores normalizados de Sun McDonough (1995) para la condrita carbonosa.

Tabla 7. Análisis geoquímicos de elementos traza.

Litología	Diorita			Monzodiorita	Gabro de hornblenda
	Muestra	AC1_B	AC4_A	AC4_B	AC6_B
Li	23.96	23.98	15.57	10.74	5.65
Be	1.21	1.31	1.28	1.26	1.70
B	18.19	26.14		15.73	
P	0.27	0.22	0.22	0.23	0.17
Sc	18.89	14.34	16.06	33.73	17.86
Ti	0.85	0.68	0.82	0.68	1.27
V	211.65	152.89	189.85	184.57	431.01
Cr	102.00	19.61	22.45	460.47	30.60
Co	23.93	13.52	40.94	31.16	47.63
Ni	37.32	10.56	12.19	91.54	28.09
Cu	34.35	29.36	18.42	193.22	16.74
Zn	81.73	61.96	65.50	107.86	62.90
Ga	19.23	19.64	21.44	17.12	32.67
Rb	54.97	38.84	46.39	57.95	18.66
Sr	625.63	515.76	554.07	440.78	446.49
Y	18.19	18.40	19.38	58.34	28.95
Zr	80.95	102.06	122.52	74.32	62.98
Nb	4.74	5.29	6.04	7.23	7.92
Mo	N.D	N.D	0.52	N.D	0.39
Sn	0.88	1.06	1.25	1.95	2.83
Sb	0.28	0.43	0.70	0.32	0.25
Cs	1.74	2.31	3.21	1.41	0.43
Ba	576.27	555.64	702.87	1169.80	164.99
La	15.15	15.11	15.94	22.55	12.57
Ce	35.22	35.07	40.54	66.69	38.29
Pr	4.45	4.41	4.95	10.04	5.48
Nd	18.87	18.28	20.34	45.60	23.92
Sm	4.05	3.89	4.39	11.31	5.74
Eu	1.12	1.05	1.11	1.76	1.46
Tb	0.43	0.47	0.60	1.31	0.83
Gd	3.52	3.56	3.85	9.81	5.11
Dy	3.15	3.19	3.49	9.54	4.97
Ho	0.63	0.65	0.71	1.90	0.98
Er	1.77	1.85	2.02	5.37	2.85
Yb	1.70	1.84	2.10	5.19	2.89
Lu	0.26	0.28	0.32	0.73	0.42
Hf	2.33	2.74	3.29	2.65	2.08
Ta	0.29	0.35	0.47	0.40	0.48
W	0.32	0.58	305.23	0.32	126.04
Tl	0.29	0.21	0.27	0.24	0.08
Pb	6.03	9.39	7.95	7.61	3.47
Th	3.28	4.29	4.92	5.31	2.45
U	1.07	1.14	0.97	0.79	0.84
Eu/Eu*	0.91	0.86	0.82	0.51	0.83
(La/Yb) _N	6.057	5.578	5.163	2.951	2.950

*N.D: No determinado

*Los valores de la tabla se muestran no normalizados

En el diagrama de tierras raras se puede observar un patrón con pendiente negativa, denotando un enriquecimiento de tierras raras ligeras (LREE) y un empobrecimiento de tierras raras pesadas (HREE). Dos de las dioritas tienen un patrón bastante similar, se observa una anomalía ligeramente negativa de Tb. Por otro lado, el gabro de hornblenda tiene un patrón casi planar u homogéneo, con una ausencia de anomalías. Por su lado, la monzodiorita presenta una anomalía negativa de Eu, así como una anomalía ligeramente negativa de Tb. Esta última muestra tiene un mayor contenido de tierras raras en comparación al resto de las muestras (Figura 18 A).

Finalmente, en el diagrama multielemental "Spider" se puede observar un enriquecimiento relativo de elementos incompatibles de radio iónico grande (LILE), Th y U, y un empobrecimiento progresivo de los elementos de alto potencial iónico (HFSE) con respecto a los LILE, sin embargo, es importante mencionar que las concentraciones de HREE, son ligeramente más elevadas en comparación a las concentraciones típicas de un magma proveniente de un arco volcánico (véase en ANEXO). La mayoría de las muestras presentan un patrón bastante similar, se puede observar que presentan una anomalía negativa de Nb, Ta, P₂O₅, Zr, Hf y TiO₂, sin embargo, a excepción del gabro de hornblenda, éste presenta una anomalía negativa en el Ba, al contrario del resto de las muestras en donde dicho elemento se presenta con una anomalía positiva. También se pueden observar anomalías positivas en K₂O y Pb (Figura 18 B).

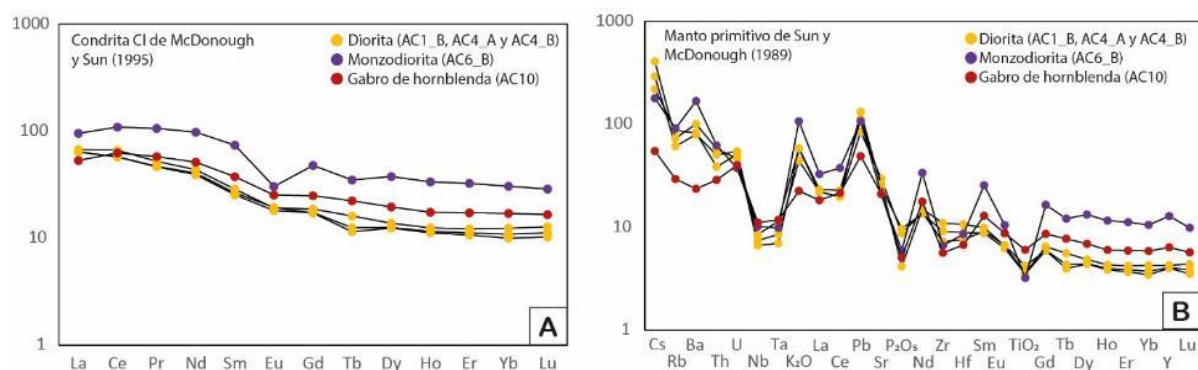


Figura 18. Diagramas para elementos traza. A) Diagrama de tierras raras normalizado con respecto a la condrita de McDonough y Sun (1995). B) Diagrama multielemental tipo "Spider" con valores normalizados con respecto al manto primordial de Sun y McDonough (1989).

5.4 Geocronología U-Pb en zircón

5.4.1 Edades de zircón

Se seleccionaron dos muestras representativas de la suite intrusiva, la diorita (muestra AC4_B) y el gabro de hornblenda (muestra AC10) para obtener las edades de cristalización. También se seleccionó la pizarra (AC8_B) para obtener la edad máxima de depósito por medio del método isotópico U-Pb en cristales de zircón. En esta sección se describe la información de las edades obtenidas, así como la información sobre la geoquímica de elementos traza de

zircones individuales normalizados con respecto a los valores condriticos de McDonough & Sun (1995). Asimismo, la relación de U/Th en zircon se ha utilizado como método para identificar su proceso de crecimiento, por regla general, una relación >0.5 sugiere zircones magmáticos (Skublov *et al.*, 2009) y una relación <0.1 sugiere zircones para rocas metamórficas (Pystina & Pystin, 2019).

Con respecto al procesamiento de los datos, se utilizó un filtro de discordancia entre -2 y 5% para el cálculo de la edad de concordia, y por otro lado, se utilizó la edad 206/238 sin filtración de datos para el cálculo de la edad promedio y el gráfico de densidad de edades Kernel (en el caso de la pizarra), ya que, es ideal para zircones con edades < 1.2 Ga de acuerdo con Gehrels *et al.* (2008). Sin embargo, en el caso de la pizarra se utilizó la edad 206/208 para aquellas edades >1.1 Ga.

Se utilizaron valores de incertidumbre de $\pm 2\sigma$ para cada una de las edades obtenidas y se calculó el MSWD (Mean Square of Weighted Deviates) de concordia y equivalencia (Ludwig, 1998), que funciona como un indicador del grado de ajuste estadístico de la regresión de los datos considerando su incertidumbre, es decir, expresa la dispersión de los datos. Finalmente, se calculó el parámetro $p(\chi^2)$ que mide la representatividad del promedio ponderado respecto a la población de datos.

Diorita

Se analizaron 54 cristales de zircón de la muestra AC4_B, de los cuales se obtuvieron 34 ablaciones, tanto en los núcleos como en los bordes.

Se observaron cristales incoloros con formas prismáticas euédricas y alargadas en un tamaño que varía de 50 a 220 μm de largo y 19 a 42 μm de espesor, y son clasificados como tipo P2 y P1, de acuerdo a la clasificación tipológica de Pupin (1980). En imágenes de catodoluminiscencia (CL) se visualizaron cristales zoneados, los cuales presentan núcleos en forma de bandas regulares de alta luminiscencia con un sobrecrecimiento oscilatorio de baja luminiscencia, aunque en ocasiones suele observarse lo contrario, núcleos de baja luminiscencia con sobrecrecimientos oscilatorios de alta luminiscencia. Finalmente, se observan cristales de zircón con inclusiones, posiblemente de minerales opacos (Figura 19).

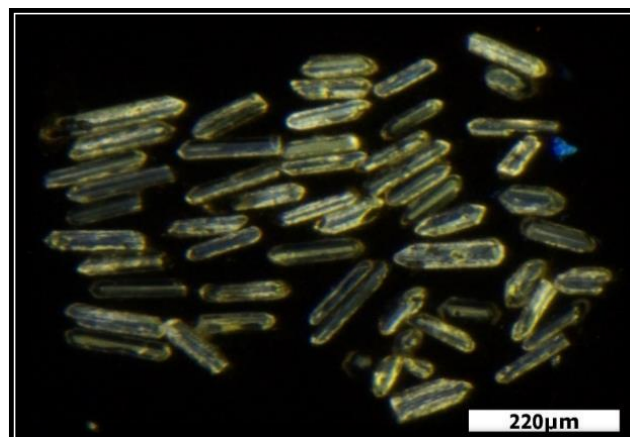


Figura 19. Catodoluminiscencia (CL) de zircón en diorita (AC4_B). Se pueden observar los núcleos de alta luminiscencia con un zoneamiento concéntrico-oscilatorio de baja luminiscencia, principalmente en granos más

alargados y los núcleos de baja luminiscencia con un zoneamiento concéntrico-oscilatorio de alta luminiscencia, principalmente en granos más redondeados.

Se rechazaron 17 ablaciones debido a su alta discordancia y se obtuvo una edad de concordia de 213 ± 3 Ma (2σ) (MSWD=3.2; n=17) y un valor de $p(\chi^2) = 1.4e^{-09}$ (Figura 20 A). Se obtuvo una media ponderada de 212 ± 2.8 Ma (MSWD=4.6; n=31) y un valor de $p(\chi^2) = 7.8 e^{-16}$ (Figura 20 B), representando una dispersión natural y concordante de los datos. No existen diferencias en dominios de crecimiento magmático, muestran una homogeneidad en el patrón de zoneamiento.

Geoquímicamente tienen valores Th/U que varían entre 0.23 y 1.19 y los patrones de tierras raras muestran una pendiente positiva denotando un empobrecimiento de LREE y un enriquecimiento de HREE, también se observa una anomalía negativa de Eu y una anomalía positiva de Ce (Figura 20 C), característico de zircones ígneos o magmáticos de acuerdo con Rubatto (2002).

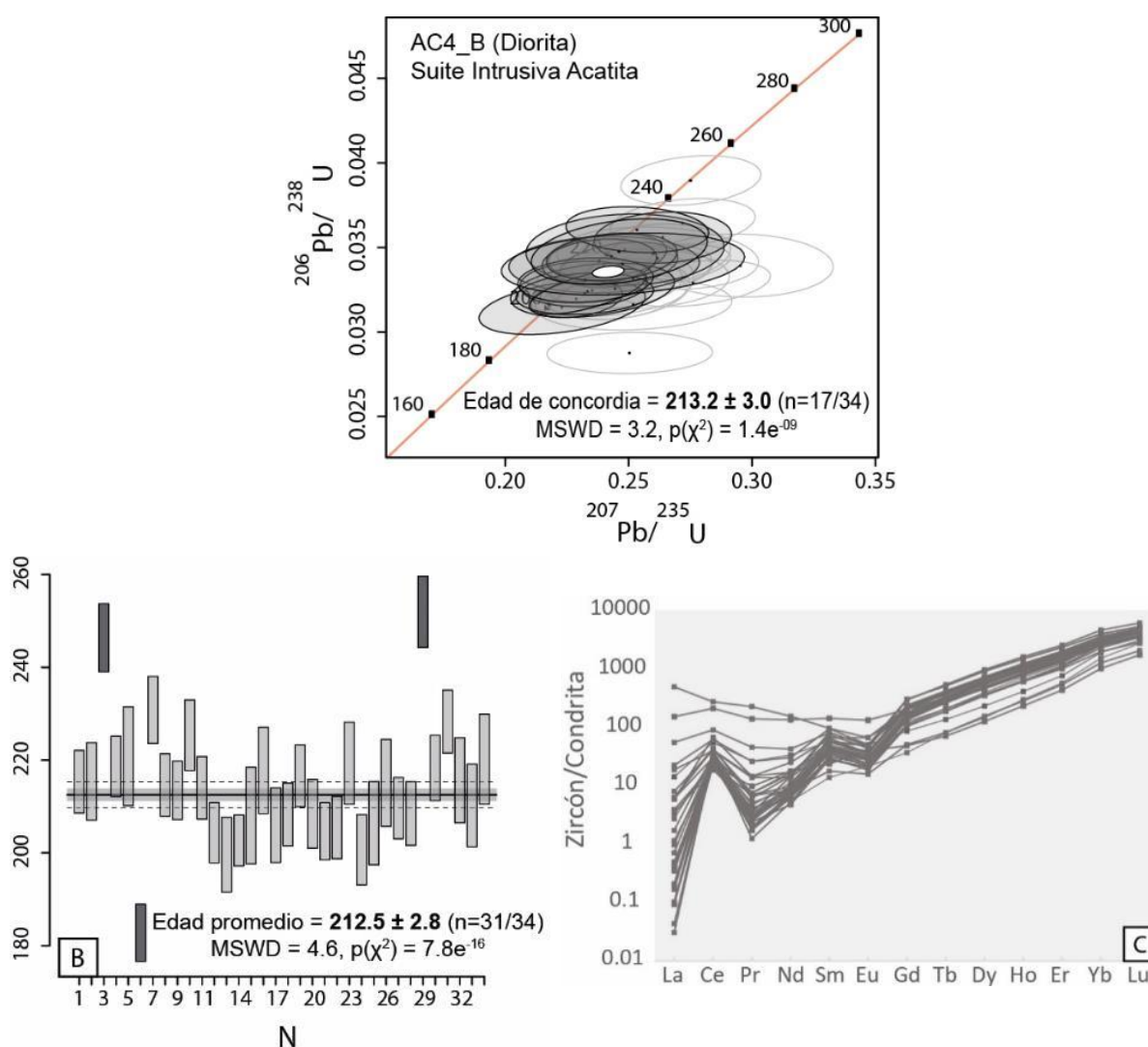


Figura 20. Datos de fechamiento U/Pb de Diorita (AC4_B): A) Diagrama de concordia de Wetherill. B) Diagrama de edad $^{206}\text{U}/^{238}\text{Pb}$ media ponderada para los cristales. C) Diagrama de dispersión de tierras raras normalizado con respecto a McDonough y Sun (1995).

Gabro de hornblenda

Se analizaron 40 cristales de zircón de la muestra AC10, de los cuales se obtuvieron 38 ablaciones tanto en los núcleos como en los bordes.

Se observaron cristales incoloros con formas prismáticas euédricas y redondeadas, en un tamaño que varía de 350 a 870 μm de largo y de 60 a 250 μm de ancho. Los cristales se clasifican como S6 de acuerdo con la clasificación tipológica de Pupin (1980). En imágenes de catodoluminiscencia (CL) se visualizaron cristales con núcleos subédricos-anédricos de alta luminiscencia con un zoneamiento sectorial y sobrecrecimientos de baja luminiscencia. En ocasiones los núcleos se observan con una menor luminiscencia en comparación a otros cristales dentro de la misma población. También se observan cristales que presentan un zoneamiento oscilatorio de bandas finas y algunos cristales con inclusiones posiblemente de minerales opacos (Figura 21).

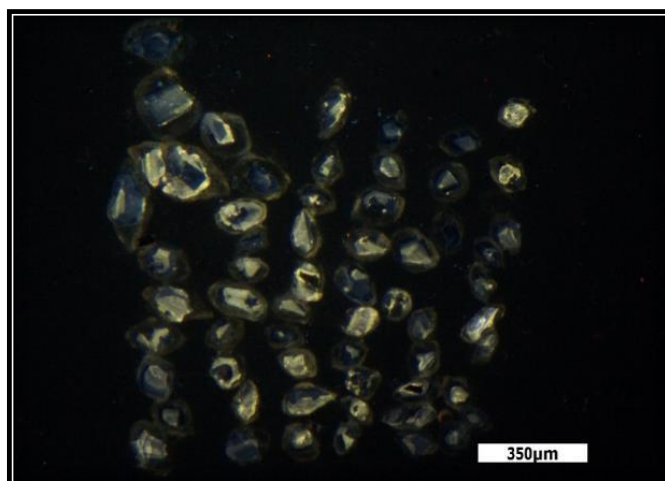


Figura 21. Catodoluminiscencia (CL) de zircons en el gabro. Se observan los granos de zircón con núcleos subédricos-anédricos de alta luminiscencia con crecimientos oscilatorios de baja luminiscencia.

Se rechazaron 14 ablaciones debido a su alta discordancia y se obtuvo una edad concordante de $222 \pm 1.6 \text{ Ma}$ (2σ) (MSWD=1.5; n=24) y un valor de $p(\chi^2) = 0.012$ (Figura 22 A). Se obtuvo una media ponderada de $222 \pm 1.5 \text{ Ma}$ (MSWD=1.9; n=37) y un valor de $p(\chi^2) = 0.001$ (Figura 22 B), representando una dispersión natural y concordante de los datos.

Geoquímicamente tienen valores Th/U que varían entre 0.54 y 1.13 y los patrones de tierras raras muestran una pendiente positiva denotando un empobrecimiento de LREE y un enriquecimiento de HREE. Al igual que la monzodiorita de cuarzo, también se observa una anomalía positiva de Ce, sin embargo, en este caso presenta una anomalía negativa de Eu no tan evidente o marcada como el de la diorita, el patrón es casi planar y puede sugerir una fuente cortical profunda (Figura 22 C).

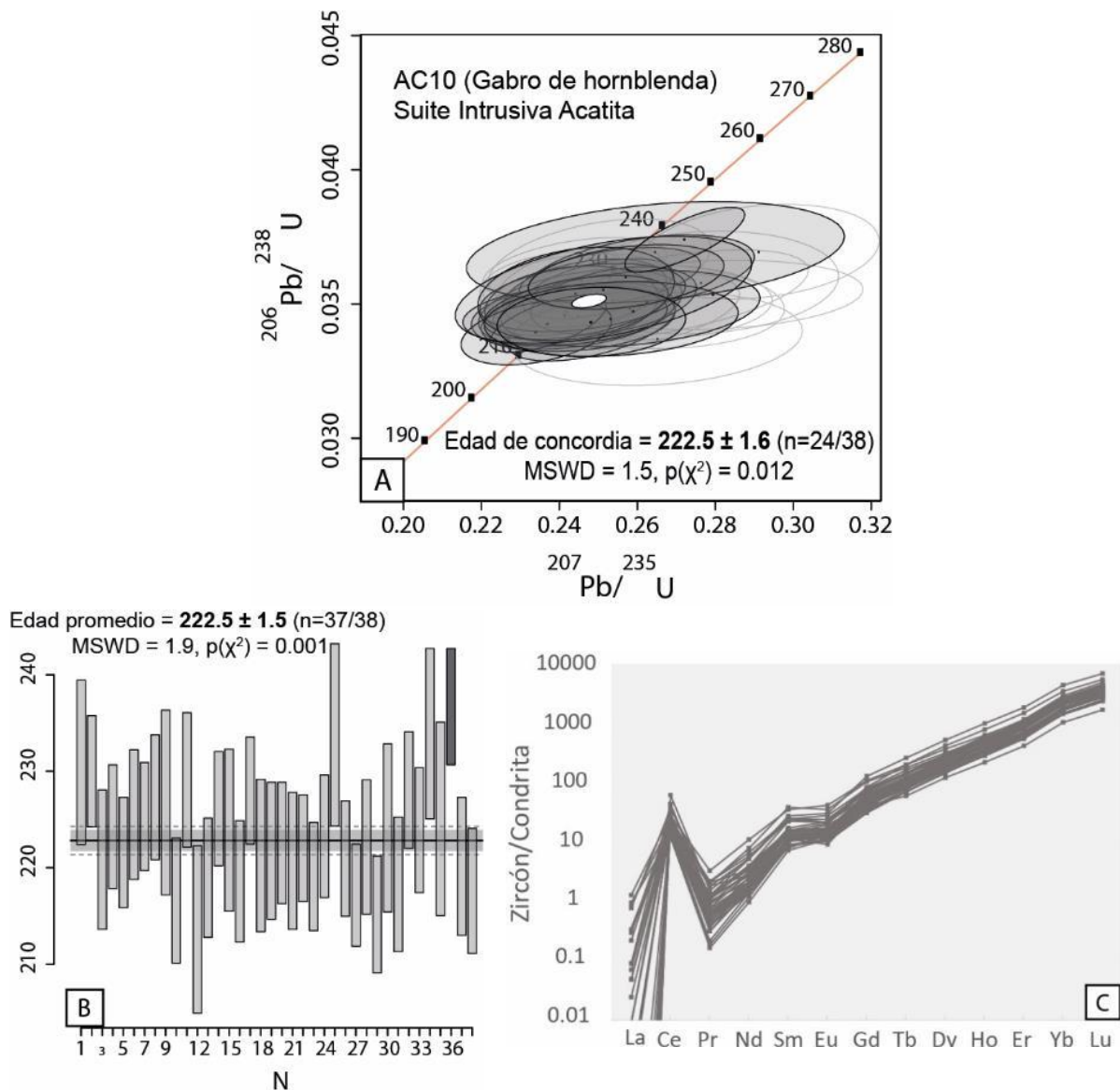


Figura 22. Datos de fechamiento U/Pb de Gabro (AC10): A) Diagrama de concordia de Wetherill. B) Diagrama de edad $^{206}\text{U}/^{238}\text{Pb}$ media ponderada para los cristales. C) Diagrama de dispersión de tierras raras normalizado con respecto a McDonough & Sun, (1995).

Pizarra

Se analizaron 100 granos de zircón de la muestra AC8_B, de los cuales se obtuvieron 93 ablaciones tanto en los núcleos como en los bordes.

Se observaron cristales incoloros con formas prismáticas que varían de euédricos a anédricos, redondeados y alargados, en un tamaño que varía de 50 a 125 μm de largo y 25 a 70 μm de ancho. Algunas poblaciones que conservan su morfología se clasifican como tipo P1, P4 y S25 de acuerdo a la clasificación tipológica de Pupin (1980). En imágenes de catodoluminiscencia (CL) se visualizaron cristales que presentan núcleos con complejos patrones de zonificación de diferentes dominios ligeramente concéntricos. Los núcleos se observan principalmente con una baja luminiscencia, sin embargo, también hay cristales que muestran núcleos de alta luminiscencia. Ambos tipos de núcleos presentan una intercalación de sobrecrecimientos marcados por una zona de baja luminiscencia y una zona de alta

luminiscencia. La complejidad de los patrones de CL en los cristales de zircón revela la presencia de núcleos detríticos. Por otro lado, hay algunos cristales de zircón que presentan inclusiones de minerales opacos y también se identificaron cristales metamictizados (Figura 23).

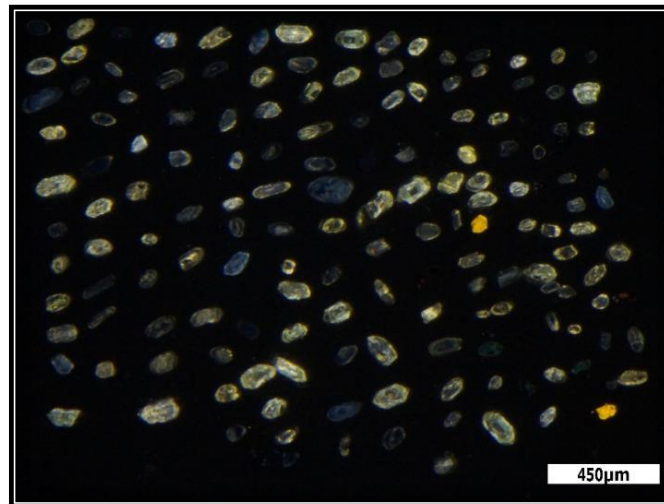


Figura 23. Catodoluminiscencia (CL) de zircons de la pizarra (AC8_B). Se observan los granos de zircón con núcleos euédricos-subédricos de baja luminiscencia con sobrecrecimientos oscilatorios de alta luminiscencia.

La distribución de las edades es bastante variable, existen diferentes poblaciones de edad (Figuras 24 A y B). Se observa un pico de densidad con una edad de concordia de 530 Ma (2σ) ($n=11$) (Figura 24 C) y se interpreta como la edad máxima de depósito, por lo tanto, la edad del protolito sedimentario está delimitada entre 222 y 530 Ma. Finalmente, es importante mencionar que el resto de edades (más antiguas) corresponden a las edades de las diferentes fuentes magmáticas del zircón, las cuales varían desde el Proterozoico temprano hasta el Cámbrico, siendo este último, el periodo dominante de una fuente contribuyente del zircón (Figura 24 C).

Geoquímicamente tienen valores Th/U que varían entre 0.4 y 1.95. Los patrones de tierras raras muestran una pendiente positiva, denotando un empobrecimiento de LREE y un enriquecimiento de HREE. Se observa una anomalía positiva de Ce y una anomalía negativa de Eu, sin embargo, hay algunos patrones que denotan un enriquecimiento de LREE y un empobrecimiento de HREE, que podrían corresponder a zircons cuya fuente es metamórfica (Figura 24 D). Las fuentes del magma son diversas, principalmente ígnea, sin embargo, también se observa una fuente metamórfica en las firmas geoquímicas.

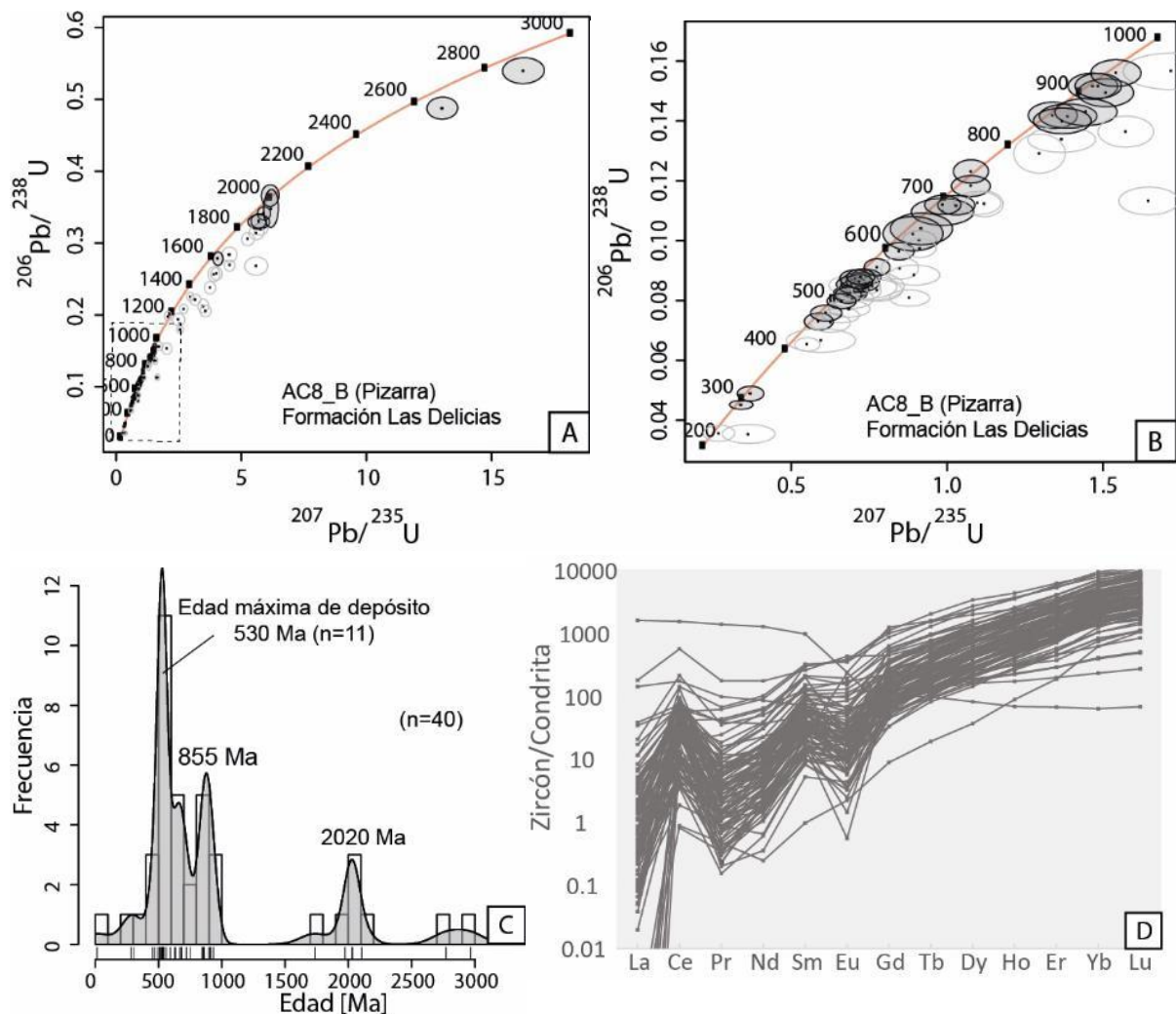


Figura 24. Datos de fechamiento U/Pb de Pizarra (AC8_B): A) y B) Diagrama de concordia de Wetherill para toda la población de edades. C) Diagrama de Estimaciones de Densidad de Kernel (KDES). D) Diagrama de dispersión de tierras raras normalizado con respecto a McDonough & Sun, (1995).

5.4.2 Química del zircón

El diagrama Nb/Yb vs. U/Yb desarrollado por Grimes *et al.* (2015) permite determinar la procedencia tectono-magmática del zircón a partir de su geoquímica. En este caso, se puede observar que todos los zircons de las rocas muestran una afinidad al arreglo de arco magmático. Los zircons de la diorita (AC4_B) y el gabro de hornblenda (AC10) se observan agrupados en una nube de puntos con valores de Nb/Yb que varía de 0.0007 a 0.002 y con valores de U/Yb que varía de 0.0008 a 0.002, mientras que la pizarra (AC8_B) presenta la mayor dispersión de los datos (Figura 25).

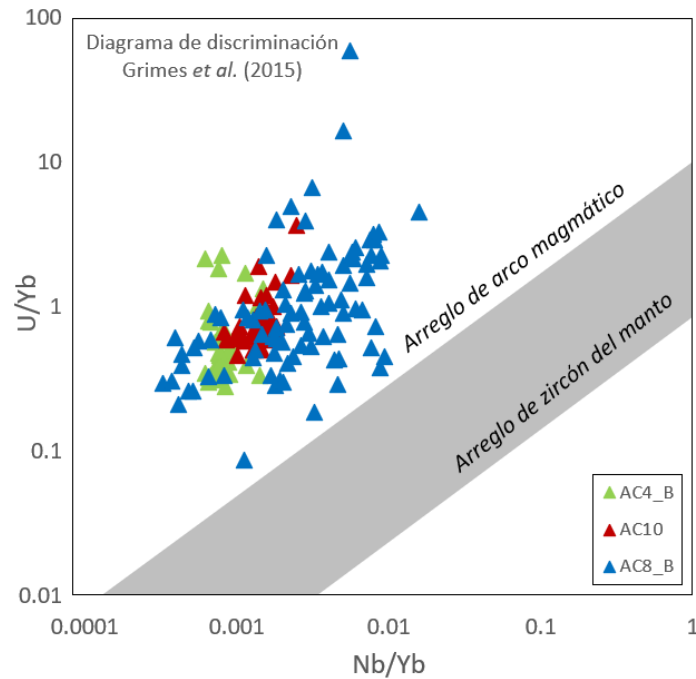


Figura 25. Diagrama de discriminación de zircón basados en U/Yb según Grimes *et al.* (2015).

5.5 Termobarometría

5.5.1 Termometría de Ti en zircón

El contenido de titanio (Ti) puede funcionar adecuadamente como un indicador potencial de la temperatura en la que un zircón cristalizó, ya que, el contenido de Ti en zircón que coexiste con minerales enriquecidos de Ti (como el rutilo), y el contenido de Zr en rutilo que coexiste con minerales enriquecidos en Zr (como el zircón), generan una dependencia de la temperatura (T). En ocasiones, el Zr, Ti y Si pueden reemplazarse entre sí de forma ilimitada (Watson *et al.*, 2006).

Ferry & Watson (2007) obtuvieron datos experimentales a partir de la sustitución del Ti en el zircón, en los cuales se demuestra la fuerte dependencia de la sustitución de Ti en la actividad química del TiO_2 (a_{TiO_2}) y la actividad química del SiO_2 (a_{SiO_2}), usando valores estandarizados de cuarzo alfa y rutilo. La calibración del termómetro propuesta se expresa de la siguiente manera:

$$\log(ppm Ti_{zircón}) = (5.711) - \frac{4800}{T(K)} - \log a_{SiO_2} + \log a_{TiO_2}$$

Partiendo de la calibración experimental de Ferry & Watson y utilizando el contenido de Ti en cristales de zircón obtenidos mediante LA-ICP-MS, con una actividad de $SiO_2=1.0$ y $TiO_2=0.6$ (dado que no hay rutilo disponible en el sistema), se obtuvieron los resultados que se muestran en la Figura 26. Cabe mencionar que la incertidumbre del termómetro de Ti en zircón es de 50°C.

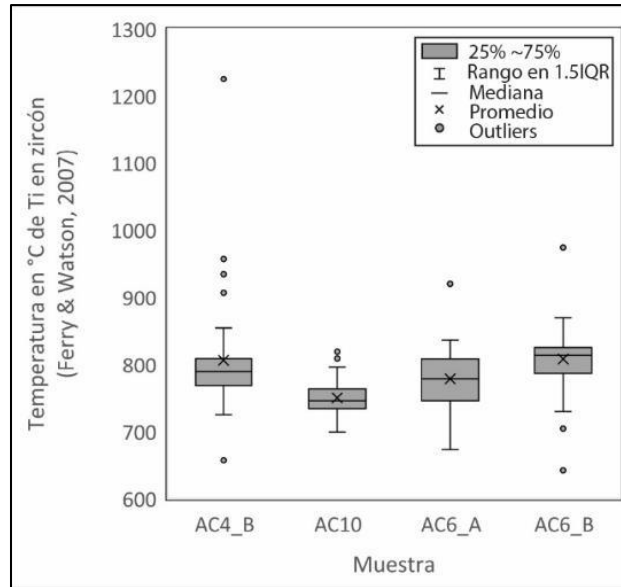


Figura 26. Boxplot de la temperatura (°C) de Ti en zircón de Ferry & Watson (2007) para muestras representativas de la suite intrusiva. IQR= Rango intercuartílico.

Se obtuvo un rango de temperaturas entre 750 y 808°C, siendo la monzodiorita (AC6_B) la muestra con mayor temperatura y el gabro de hornblenda (AC10) la muestra de menor temperatura, ambas con una desviación estándar de 27 y 49 respectivamente. Por otro lado, para el caso de la diorita AC4_B y la cuarzo monzodiorita AC6_A se obtuvo una temperatura de ~806°C ($\sigma=98$) y ~778°C ($\sigma=46$) respectivamente.

5.5.2 Termobarometría de Anfíbol

Para poder realizar un estudio sobre las condiciones de presión y temperatura de la suite intrusiva se eligieron dos muestras representativas, la tonalita (AC1_A) y la diorita (AC1_B). Los datos químicos que fueron utilizados para este análisis se hicieron sobre cristales de anfíbol con formas euédricas y poca alteración. En este caso, para poder utilizar el barómetro no es necesario que el anfíbol se encuentre en equilibrio con el fundido.

Se eligió el barómetro de Al en anfíbol de Mutch *et al.* (2016), el cual permite estimar la presión de 0.8 – 10 kbar (asumiendo una densidad de roca media de 2.75 kg/m³) en anfíboles cálcicos de rocas con una asociación mineral de baja varianza: anfíbol + plagioclasa (An₁₅₋₈₀) + biotita + cuarzo + feldespato alcalino + ilmenita/titanita + magnetita + apatito, asociación mineral que fue identificada en ambas muestras. Asimismo, este barómetro asume una El barómetro se expresa de la siguiente manera:

$$P(\text{kbar}) = 0.5 + 0.331 \times Al^{tot} + 0.995 \times (Al^{tot})^2$$

Para poder obtener los valores de Al^{tot} se utilizó la hoja de cálculo de Microsoft Excel propuesta por Locock (2014), en la cual se ingresan los valores de porcentaje en peso de óxidos y halógenos. La hoja de cálculo también permite clasificar los anfíboles de acuerdo a su fórmula mineral, utilizando la nomenclatura de 2012 recomendada por la Asociación

Mineralógica Internacional (Locock, 2014). En este caso, los anfíboles de ambas muestras se clasifican principalmente como hornblenda ferro-magnésica, a excepción de dos puntos sobre los bordes, que son clasificados como hornblenda magnésica.

Se obtuvo una presión de 2.41 kbar ($\sigma=0.21$) para la tonalita y 2.40 kbar ($\sigma=0.12$) para la diorita, sugiriendo una cristalización a una profundidad de aproximadamente 8 km (Tabla 8).

También se utilizó el termómetro propuesto por Ridolfi *et al.* (2010) y Ridolfi & Renzulli (2012), cuya calibración empírica es basada en la composición de anfíboles cálcicos cristalizados a partir de magmas calco-alcalinos y alcalinos en el manto o en la corteza. Cabe mencionar que la calibración tiene una incertidumbre de 25°C y la calibración se expresa de la siguiente manera:

$$T^{\circ}C = -151.487(Si^*) + 2041$$

donde:

$$Si^* = Si + \frac{Al^{IV}}{15} - (2Ti^{IV}) - \frac{Al^{VI}}{2} - \frac{Ti^{VI}}{1.8} + \frac{Fe^{3+}}{9} + \frac{Fe^{2+}}{3.3} + \frac{Mg}{26} + \frac{Ca^B}{5} + \frac{Na^B}{1.3} - \frac{Na^A}{15} + \frac{[]^A}{2.3}$$

Las temperaturas obtenidas son bastante similares, para el caso de la tonalita (AC1_A) se obtuvo una temperatura de 841°C ($\sigma=12$) y para la diorita (AC1_B) se obtuvo una temperatura de 844°C ($\sigma=10$). Los resultados para ambas muestras son bastante consistentes con las temperaturas obtenidas utilizando el termómetro de Ti en zircón del resto de las muestras (Tabla 8).

Tabla 8. Resumen de resultados termobarométricos promediados para las muestras representativas de la suite intrusiva Acatita y la roca encajonante.

Muestra	Tipo de roca	T (°C) Ti en zircón (Ferry & Watson, 2007)	T (°C) Amp (Ridolfi <i>et al.</i> , 2010); (Ridolfi & Renzulli, 2012)	P(kbar) Amp (Mutch <i>et al.</i> , 2016)	Profundidad (Km)
AC1_A	Tonalita	-	841	2.41	8
AC1_B	Diorita	-	844	2.4	7.9
AC4_B	Diorita	806	-	-	-
AC6_A	Cuarzo monzodiorita	778	-	-	-
AC6_B	Monzodiorita	808	-	-	-
AC10	Gabro de hornblenda	750	-	-	-

CAPÍTULO 6. ANÁLISIS Y DISCUSIÓN

6.1 Evolución geológica de la Sierra de Los Remedios

La Formación Las Delicias está constituida por depósitos marinos acumulados por procesos de masa-gravedad durante el Carbonífero-Pérmico, cuyos componentes principales son: 1) *detritos y escombros andesíticos y dacíticos*, 2) *sedimentos siliclásticos de origen pelágico que experimentaron movimientos post deposicionales* y 3) *escombros de caliza, de los cuales la mayoría fueron transportados desde el margen poco profundo de la cuenca* (McKee *et al.*, 1999). Dichos sedimentos fueron depositados en una área proximal a un arco volcánico carbonífero-pérmico llamado “arco Las Delicias”, el cual a partir de sus relaciones de facies y algunos elementos estructurales, se ha interpretado que fue instaurado al sur o sureste de la cuenca Las Delicias (McKee *et al.*, 1999). El inicio de la actividad magmática de este arco se infirió a partir de la presencia de un cuerpo riolítico (peperita “La Pezuña”) que corta la Fm. Las Delicias y cuya edad es de 331 ± 4 Ma (Lopez *et al.*, 1996). Por otra parte, se cree que el arco Las Delicias se desarrolló sobre la corteza continental, dado que, Lopez *et al.* (1997;2001) analizaron clastos de granito y determinaron que tenían una afinidad de tipo Gondwana, pudiendo ser parte del terreno Oaxaquia (Chávez Cabello, 2005; McKee *et al.*, 1988, 1999).

La Fm. Las Delicias presenta un plegamiento y un metamorfismo regional de bajo grado, el cual está caracterizado principalmente por la presencia de meta-arenisca enriquecida en laumontita, representando facies de zeolita (McKee *et al.*, 1999), y la presencia de una unidad pizarrosa con una asociación mineral de cuarzo-clorita-muscovita-albita, la cual se encuentra en facies de esquisto verde. La Fm. Las Delicias muestra una deformación con estructuras con rumbo principal de 45° en dirección Norte y un echado de 85° al Oeste. Estas unidades paleozoicas son cortadas por la suite intrusiva Acatita, la cual se extiende ~ 10 km con orientación NNW-SSE y está constituida principalmente por tonalitas y cuarzo monzodioritas ricas en anfíbol y biotita, enclaves máficos clasificados como gabros de hornblenda, dioritas y monzodioritas; y diques aplíticos y pegmatíticos. Los datos geocronológicos obtenidos en este trabajo permiten dilucidar que la suite intrusiva tiene una edad de cristalización entre 222 y 213 Ma. Dado que la deformación y el metamorfismo anteriormente mencionado está presente únicamente en las unidades paleozoicas y no en la suite intrusiva, se asume que dichos procesos tuvieron que ocurrir después del desarrollo del arco carbonífero-pérmico (330-270 Ma) y antes del emplazamiento de la suite intrusiva Acatita (222 Ma).

Sobre la Fm. Las Delicias y la suite intrusiva Acatita sobreyace discordantemente un conglomerado del Aptiano (Fm. Las Uvas), sugiriendo un levantamiento. Sobre la Fm. Las Uvas, en un ambiente de baja energía, se depositan calizas, dolomitas, evaporitas, y demás unidades cenozoicas, de las formaciones Acatita y Aurora, que representan los episodios de transgresión y regresión marina.

6.2 Petrogénesis de la suite intrusiva Acatita

La suite está representada por rocas con un contenido de SiO₂ que varía de 46 a 60%, se clasifican como magnesianas, metaluminosas de tipo I y son principalmente calco-alcalinas, a excepción del gabro de hornblenda que muestra una composición toleítica. Estas características, junto con las anomalías negativas de Nb, Ta, Zr y Hf, podrían sugerir un magmatismo de arco continental como fuente principal. No obstante, la suite muestra un patrón ligeramente más elevado de HREE (principalmente la monzodiorita) en comparación a rocas que suelen asociarse a ambientes de arco continental, sugiriendo la participación de magmas más enriquecidos en éstos. Adicionalmente, la suite presenta un contenido elevado de Ba (165-1170 ppm), Sr (441-626 ppm), MgO (≤ 8.05 wt%), Cr (≤ 460 ppm), Ni (≥ 91 ppm) y V (153-431 ppm) que podrían sugerir un origen magmático aún más complejo.

Se elaboraron diagramas de discriminación tectónica de Pearce *et al.* (1984) con la finalidad de obtener más información sobre el ambiente tectónico. En la Figura 27 A se observa que las rocas caen dentro del campo de granitos de arco volcánico, a excepción de la monzodiorita, que cae dentro del campo de los granitos de intraplaca. Asimismo, en la Figura 27 B se observa que las muestras caen dentro del campo de granitos de arco volcánico, a excepción de la monzodiorita que cae dentro del campo de granitos de dorsal oceánica. De la misma manera, la monzodiorita presenta un mayor contenido de K₂O (2.97 wt%) y un alto contenido modal de feldespato potásico intersticial, distinguibles del resto de las muestras.

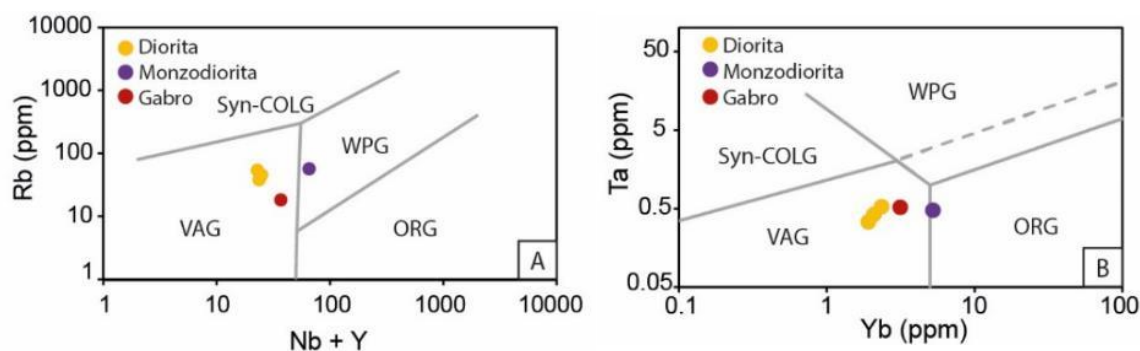


Figura 27. A) y B) Diagramas de discriminación tectónica de Pearce *et al.* (1984); VAG=granitos de arco volcánico, ORG=granitos de dorsal oceánica, WPG=granitos de ambiente intra-placa, syn-COLG=granitos de ambiente sin-colisional.

Las características geoquímicas (ver más adelante y en ANEXOS) permiten relacionar a la suite Acatita con una serie de rocas llamadas “apinitas”, las cuales son un equivalente plutónico de los lamprófidos ricos en hornblenda magnésica (Bailey & Maufe, 1916) e indican composiciones de magma predominantemente o totalmente provenientes de un manto hidratado (Murphy, 2020). Las apinitas son geoquímicamente comparables con las series calcoalcalinas de alto contenido de K (Bea *et al.*, 2021) y de bajo contenido de K (Murphy, 2013), sin embargo, su génesis no debe relacionarse estricta y directamente con ambientes de subducción. En este caso, el metasomatismo en la cuña del manto es favorecido por fluidos producidos en un ambiente de subducción, pero la fusión y el ascenso del magma podrían

asociarse a diversos modos de ocurrencia, como los ambientes post-colisionales, extensionales (Bea *et al.*, 2021) o zonas de falla activas (Murphy, 2020).

En trabajos anteriores (e.g. Bea *et al.*, 2021; Murphy, 2020; Murphy *et al.*, 2019; Ye *et al.*, 2008) se ha observado que las apinitas presentan hornblenda magnésica idiomórfica/euédrica de color verde-marrón y tienen una asociación mineral de plagioclasa, anfíbol, feldespato-K, biotita, piroxeno, con o sin cuarzo, mismas características petrográficas que fueron observadas en las muestras de la suite Acatita. Geoquímicamente son rocas con un alto contenido de MgO (5.9-8.6 %), Cr (150-180 ppm), Ni (52-80 ppm), V (79-462 ppm), K₂O (2-2.5 %), Ba (491-670 ppm) y Sr (315-1009 ppm) y presentan un enriquecimiento de LREE, así como un bajo contenido de HREE y HFSE en relación a los LREE y LILE. Estos enriquecimientos de elementos incompatibles LILE (Ba, Sr y K) y LREE son atribuidos a la contaminación de la fuente de magma por fluidos y/o fundidos derivados de sedimentos pelágicos y carbonatos subducidos (Fowler *et al.*, 2008; Murphy, 2020; Nelson, 1992). En el caso de la suite Acatita, es posible observar ese aporte considerable de sedimentos y fluidos en el sistema magmático (Figura 28). Incluso presentan un aporte mayor o igual al de rocas basálticas que se forman en un ambiente típico de subducción y que fueron reportados por Bea *et al.* (2021).

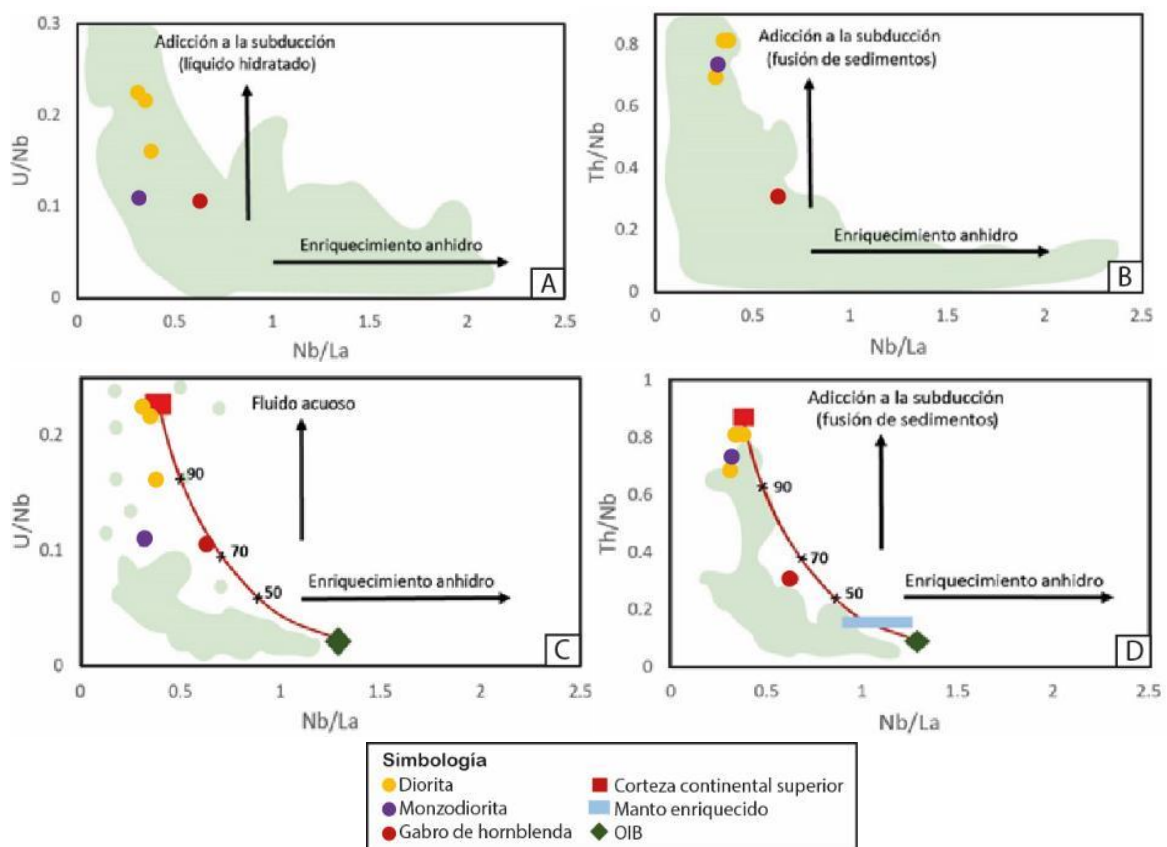


Figura 28. Diagramas de A) Nb/La vs. U/Nb, B) Nb/La vs. Th/Nb, C) Nb/La vs. U/Nb y D) Nb/La vs. Th/Nb en ppm. El sombreado verde representa rocas basálticas típicas de arco (Bea *et al.*, 2021).

En este trabajo se hace la comparación de elementos traza de la suite Intrusiva Acatita con apinitas reportadas por Murphy *et al.* (2019) en el orógeno Caledoniano. En la Figura 29 A se observa que la suite Acatita tiene patrones similares a dichas rocas, aunque se observan valores de Nd y Sm ligeramente más elevados en la monzodiorita. A su vez, en la Figura 29 B se observa que la suite Acatita tiene un patrón de LILE y HFSE bastante similar al de las apinitas reportadas por Murphy *et al.* (2019). Los enriquecimientos en LREE con perfiles planos de HREE, así como el enriquecimiento en K, Ba y Sr podrían indicar que la suite se generó a partir de la fusión parcial del manto subcontinental previamente metasomatizado por una subducción.

La fusión parcial de un manto subcontinental en el campo de estabilidad de la espinela habría sido favorecida por el ascenso de un magma derivado de un manto juvenil a través de un proceso de delaminación o rompimiento del slab (Murphy, 2020). Esto podría explicar el enriquecimiento relativo de algunos HREE, Sm y Nd en la monzodiorita (AC6_B).

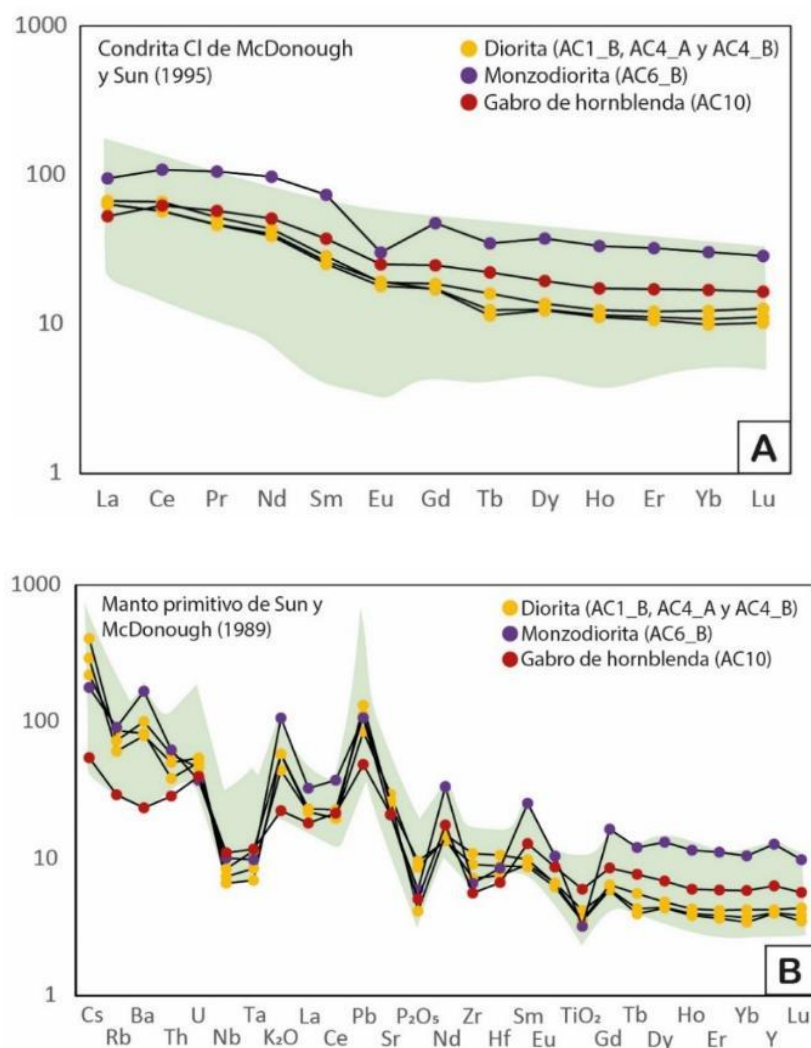


Figura 29. Diagramas para elementos traza. A) Diagrama de tierras raras normalizado con respecto a la condrita de McDonough y Sun (1995). B) Diagrama multielemental tipo “Spider” con valores normalizados con respecto al manto primordial de Sun y McDonough (1989). El sombreado verde representa los patrones de elementos traza para apinitas de Murphy *et al.* (2019).

A su vez, los enclaves máficos y las rocas más félsicas representan una mezcla de magmas incompleta (mingling) y es posible observar las evidencias petrográficas del desequilibrio magmático a través del zoneamiento concéntrico y en parche de la plagioclasa. La presencia de plagioclasa cálcica, los relictos de clinopiroxeno y las texturas ofíticas y subofíticas atestiguan que los enclaves cristalizaron a partir de un fundido de composición más básica que el de las rocas más evolucionadas, por lo tanto, la plagioclasa sódica, el feldespató alcalino, el cuarzo intersticial, así como el reemplazamiento del clinopiroxeno por anfíbol y biotita que se observa en la textura glomeroporfídica, probablemente resultaron de la desgasificación e hibridación de los enclaves. Por lo tanto, es posible que las rocas félsicas reportadas en este trabajo no sean producto de la diferenciación de los magmas básicos antes mencionados, dado que coexisten en tiempo y espacio. Es decir, es posible que las rocas félsicas y los enclaves máficos no sean cogenéticos, y que por, el contrario, el origen del magma más félsico se derive de la fusión de una corteza máfica adherida a la base de la corteza (underplating). Esto explicaría la generación de magmas calcoalcalinos (tipo I) de forma contemporánea. En conclusión, las evidencias morfológicas, geoquímicas y petrográficas de la suite intrusiva Acatita sugieren la existencia de diferentes fuentes de magma, así como la ocurrencia de procesos de mezcla y asimilación magmática durante su formación.

Finalmente, las texturas “en peine” (reportada también en algunas apinitas) y orbicular observadas en las muestras podrían indicar una descompresión rápida de magmas máficos hidratados durante su ascenso (McCarthy & Müntener, 2016; Murphy, 2020), la cual habría sido favorecida por un régimen extensional. El termómetro de Ti en zircón de Ferry & Watson (2007) y el barómetro de Al en anfíbol de Mutch *et al.* (2016), así como el termómetro basado en la composición de anfíboles cálcicos cristalizados a partir de magmas calcoalcalinos de Ridolfi *et al.* (2010) y Ridolfi & Renzulli (2012), permiten dilucidar que la suite intrusiva fue emplazada en un rango de temperatura de $\sim 750^\circ$ a 844°C a una presión ~ 2.4 kbar (~ 8 km). La baja temperatura del gabro de hornblenda, que se obtuvo a partir del termómetro de Ti en zircón, podría estar relacionado a la ausencia de cuarzo en la muestra, por lo tanto, ésta no cumple con los requisitos establecidos por Ferry & Watson (2007).

6.3 Contexto tectónico del magmatismo triásico

Los análisis de U-Pb indican que la secuencia metasedimentaria tiene una edad máxima de depósito de ~530 Ma, por lo tanto, la edad del protolito sedimentario queda constreñida entre 530 y 222 Ma. Esta unidad, junto con el resto de las unidades vulcanosedimentarias que conforman la Fm. Las Delicias, se depositaron adyacentemente al arco “Las Delicias” durante el Carbonífero-Pérmico (331-270 Ma) en un ambiente de subducción. Dicho ambiente de subducción habría favorecido la adición de sedimentos y fluidos en la cuña del manto (Figura 30 A)

La suite intrusiva Acatita corta la Fm. Las Delicias, del Carbonífero-Pérmico medio, cuya deformación y metamorfismo regional pueden atribuirse al desarrollo del Cinturón Orogénico Ouachita Marathon (COOM) causado por la colisión entre Gondwana y Laurentia durante la amalgamación de Pangea. Durante este proceso, la subducción habría cesado y la corteza habría experimentado un engrosamiento cuya magnitud es todavía desconocida. Sin embargo, los datos barométricos obtenidos en este trabajo indican que la Fm. Las Delicias podría haber experimentado un enterramiento de al menos 8 km durante este proceso orogénico (Figura 30 B). En este contexto, la temporalidad y el carácter petrológico de la suite intrusiva Acatita son consistentes con un proceso magmático post-orogénico.

A partir del Triásico Tardío (~222 Ma) la corteza habría comenzado a adelgazar y a dar lugar a un régimen extensional durante el colapso del orógeno. Dicho régimen extensional daría, eventualmente, paso al inicio de la disgregación de Pangea (e.g. Martini & Ortega-Gutiérrez, 2016). Por otra parte, el cese de la subducción habría frenado la adición de sedimentos y fluidos, dando lugar a un cambio en la densidad del manto metazomatizado, lo que pudo haber propiciado un proceso de delaminación o un rompimiento de la zona de slab, originando una ventana astenosférica y el ascenso de un manto juvenil. Por lo tanto, el inicio de un régimen extensional pudo favorecer el ascenso de las diferentes fuentes del magma y su hibridización (Figura 30 C).

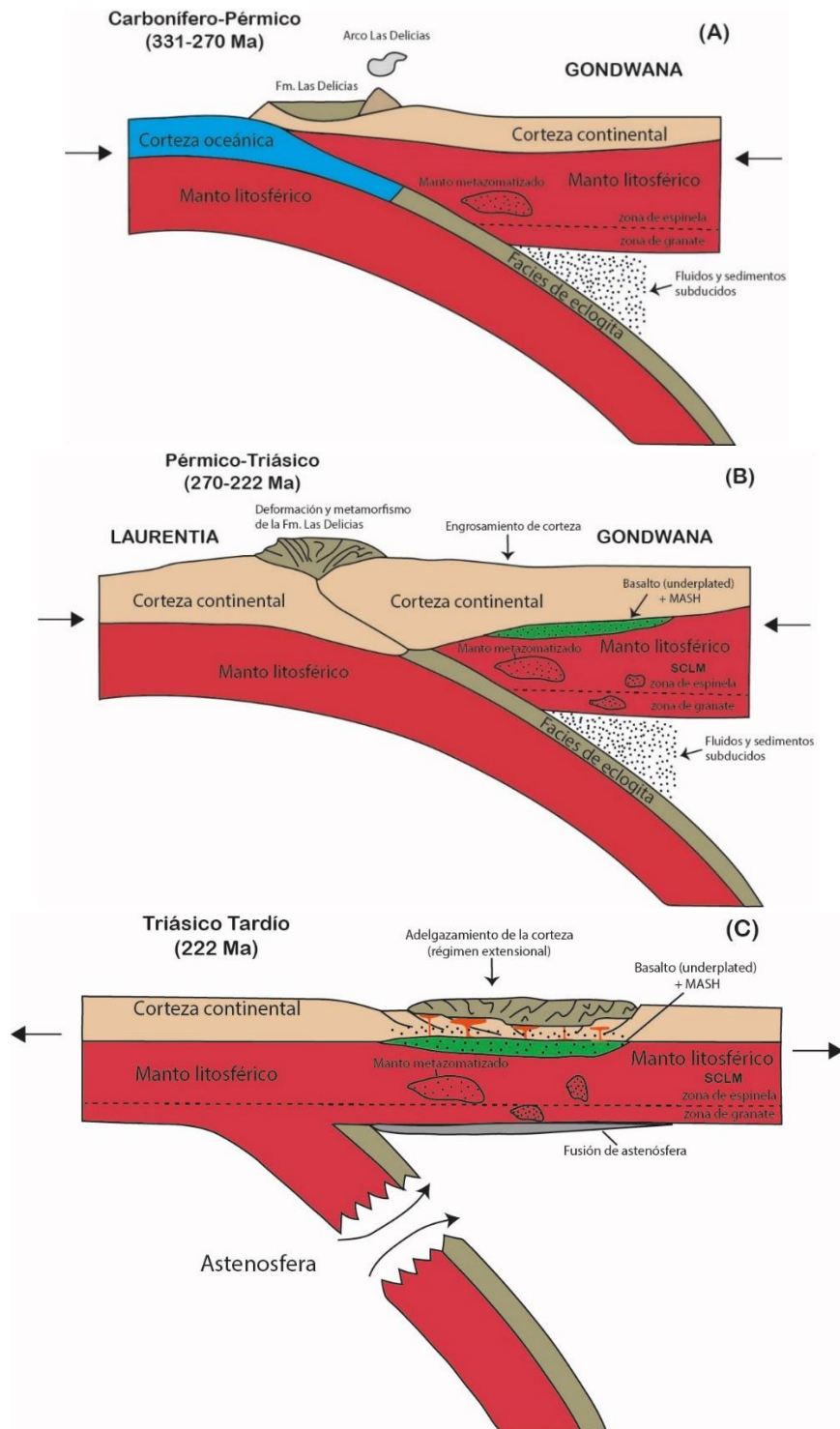


Figura 30. Esquema de modelo tectónico para el magmatismo de la suite intrusiva Acatita (sin escala). A) Adición de fluidos y sedimentos durante la subducción del Carbonífero-Pérmico. B) Inicia la colisión continental entre Laurentia y Gondwana, hay engrosamiento de la corteza y la Fm. Las Delicias es deformada y metamorfoseada regionalmente. Deja de haber un aporte de fluidos y sedimentos en el manto litosférico subcontinental de peridotita de espinela (SCLM) metasomatizado durante el Pérmico-Triásico. C) La zona de slab se fragmenta y da lugar a una ventana astenosférica, la cual influye en la fusión por descompresión del SCLM, desarrollando composiciones appiníticas. A partir del Triásico Tardío (~222 Ma) un régimen extensional permite el ascenso de los magmas de diferentes fuentes. Modificado de Murphy (2020); Murphy *et al.* (2019); Neilson *et al.* (2009); Pe-Piper *et al.* (2009). MASH: Procesos de fusión-asimilación-almacenamiento-homogenización. Underplating: Acumulación de un fundido parcial en la base de la corteza.

Ensamblajes plutónicos con edades de cristalización similares a la suite intrusiva Acatita han sido reportadas en Ecuador, Venezuela, Perú, Colombia y, más recientemente, en Guatemala (Maldonado *et al.*, 2018; Ortíz Joya, 2017; Spikings *et al.*, 2016; Van Der Lelij *et al.*, 2016) (Figura 31), donde han sido interpretados como parte de un sistema extensional a escala continental durante la disgregación temprana de Pangea. Por lo tanto, la suite intrusiva Acatita podría representar una extensión al norte de este sistema y, en consecuencia, la única ocurrencia conocida hasta ahora en México.

Por otra parte, a pesar de que la distribución de la suite intrusiva Acatita estudiada en este trabajo se restringe a 10 km al flanco occidental de la Sierra de Los Remedios, se han observado afloramientos con características similares en el flanco oriental de la Sierra de Las Delicias y más al norte, en Sierra Mojada y Sierra de la Mula; dichos afloramientos podrían ser parte de un mismo batolito pre-jurásico y podría representar a uno de los batolitos más grandes y parcialmente expuestos de México (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2014).

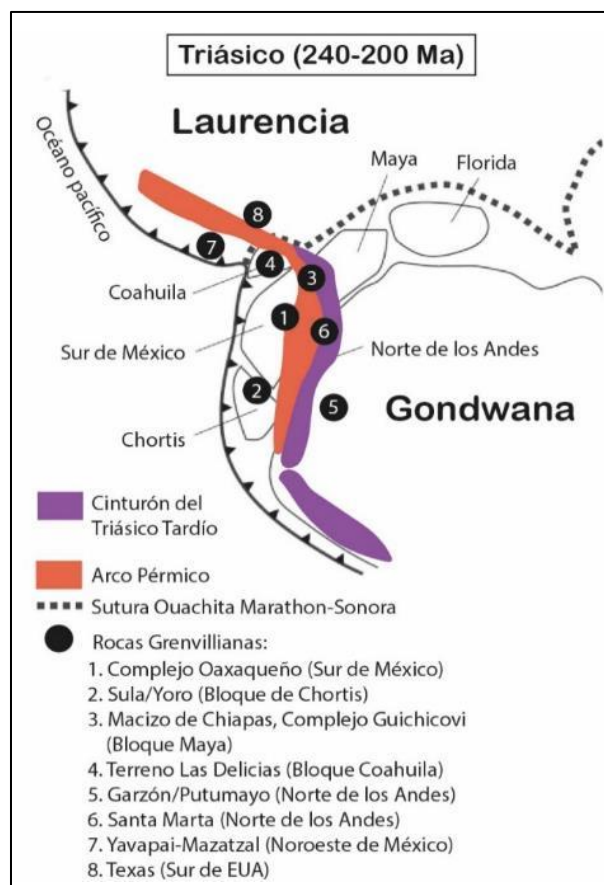


Figura 31. Modelo paleogeográfico del Triásico Tardío (Modificado de Cochrane *et al.*, 2014; Maldonado *et al.*, 2018; Solari *et al.*, 2011; Weber *et al.*, 2007)

CAPÍTULO 7. CONCLUSIONES

- La suite intrusiva Acatita se extiende ~10 km con orientación NNW-SSE y está constituida principalmente por *1) tonalitas, cuarzo monzodioritas y dioritas, 2) enclaves máficos enriquecidos en hornblenda (clasificados principalmente como gabros de hornblenda, dioritas y monzodioritas), y 3) diques aplíticos y pegmatíticos.*
- Los análisis de U-Pb en zircón sugieren que la suite intrusiva cristalizó entre ~212 y 222 Ma y fue emplazada aproximadamente a 8 km (2.4 kbar).
- La suite corta a la Formación Las Delicias, la cual fue previamente deformada y metamorfoseada regionalmente durante la formación de Pangea, probablemente en el Pérmico medio.
- Se propone que la suite intrusiva Acatita se generó a partir de **(1)** La fusión parcial de un manto litosférico subcontinental metasomatizado (por subducción) durante las etapas finales de la formación de Pangea (pos-colisión) y/o durante las etapas tempranas de su disgregación. **(2)** La adición de magma derivado de un manto juvenil, durante un proceso de delaminación o rompimiento del slab, el cual estaría representado por el enriquecimiento relativo de HREE, Sm y Nd de la monzodiorita, y **(3)** la fusión de una corteza máfica adherida a la base de la corteza (underplating), lo cual podría generar magmas calcoalcalinos (tipo I) más félsicos de forma contemporánea.
- Los magmas básicos y félsicos muestran evidencias de un mingling y podría implicar que las rocas félsicas no son producto de la diferenciación de los magmas, dado que coexisten en tiempo y espacio.
- El contexto paleo-tectónico, la temporalidad y las características petrológicas de la suite intrusiva Acatita sugieren que la generación y el ascenso del magma estuvo relacionado con un régimen extensional durante un proceso de colapso orogénico en el Triásico Tardío (~222 Ma), tras el adelgazamiento de la corteza y el inicio de la fragmentación de Pangea. Por lo tanto, se interpreta como un pulso de magmatismo post-orogénico.

REFERENCIAS

- Anderson, T. H., & Schmidt, V. A. (1983). The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico- Caribbean Sea region during Mesozoic time. *Geological Society of America Bulletin*, 94(8), 941–966. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1983\)94<941:TEOMAA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94<941:TEOMAA>2.0.CO;2)
- Aranda-Gómez, J. J., Housh, T. B., Luhr, J. F., Henry, C. D., & Chávez-cabello, G. (2005). Reactivation of the San Marcos fault during mid-to late Tertiary extension, Chihuahua, México. *Geological Society of America S.P*, 393, 509.521.
- Haarmann, E. (1913). Geologische Streifzüge in Coahuila. *Zeitschrift Der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, |, 18–47.
- Anderson, J. L., Barth, A. P., Wooden, J. L., & Mazdab, F. (2008). Thermometers and thermobarometers in granitic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69, 121–142. <https://doi.org/10.2138/RMG.2008.69.4>
- Anderson, T. H., & Schmidt, V. A. (1983). The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico- Caribbean Sea region during Mesozoic time. *Geological Society of America Bulletin*, 94(8), 941–966. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1983\)94<941:TEOMAA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94<941:TEOMAA>2.0.CO;2)
- Bailey, E. B., & Maufe, H. B. (1916). *The Geology of Ben Nevis and Glen Coe and the Surrounding Country: (Explanation of Sheet 53)* (vol. 53). HM Stationery Office.
- Barbarin, B. (1999). A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46, 605–626.
- Bartolini, C., Lang, H., & Stinnesbeck, W. (1999). Volcanic rock outcrops in Nuevo Leon, Tamaulipas and San Luis Potosí, Mexico: remnants of the Permian-early Triassic magmatic arc? *Special Paper of the Geological Society of America*, 347–356.
- Bea, F., Gallastegui, G., Montero, P., Molina, J. F., Scarrow, J., Cuesta, A., & González-Menéndez, L. (2021). Contrasting high-Mg, high-K rocks in Central Iberia: the appinite—vaugnerite conundrum and their (non-existent) relation with arc magmatism. *Journal of Iberian Geology*, 47(1–2), 235–261. <https://doi.org/10.1007/s41513-020-00152-x>
- Brown, M. (2013). Granite: From genesis to emplacement. *GSA Bulletin*, 125(7–8), 1079–1113. <https://doi.org/10.1130/B30877.1>
- Burrows, R. H. (1910). Geology of northern Mexico. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana*, 7(1), 85–103.
- Campa-Uranga, M. F., & Coney, P. J. (1983). Tectono-Stratigraphic terranes and mineral resource distributions in México. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 26, 1040–1051.
- Campa, M. F., & Coney, P. J. (1983). Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20(6), 1040–1051. <https://doi.org/https://doi.org/10.1139/e83-094>
- Castro, A., Moreno-Ventas, I., & de la Rosa, J. D. (1990). Microgranular enclaves as indicators of hibridization processes in granitoid rocks. *Spain. Geol. Journal*, 25, 391–404.
- Ch Janoušek, V., Bonin, B., Collins, W. J., Farina, F., & Bowden, P. (2020). Post-Archean granitic rocks: contrasting petrogenetic processes and tectonic environments. *Geological Society, London, Special Publications*, 1(491), 1–8. <https://doi.org/10.1144/SP491-2019-197>
- Chappell, B. W. (1974). Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8(173–174).
- Chappell, B. W., & White, A. J. R. (1992). I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Special Paper of the Geological Society of America*, 272, 1–26. <https://doi.org/10.1130/SPE272-p1>

- Chávez-Cabello, G., Aranda-Gómez, J. J., Molina-Garza, R. S., Cossío-Torres, T., Arvizu-Gutiérrez, I. R., & González-Naranjo, G. A. (2005a). La falla San Marcos: una estructura jurásica de basamento multirreactivada del noreste de México. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana*, 57(1). <https://doi.org/10.18268/bsgm2005v57n1a2>
- Chávez-Cabello, G., Aranda-Gómez, J. J., Molina-Garza, R. S., Cossío-Torres, T., Arvizu-Gutiérrez, I. R., & González-Naranjo, G. A. (2005b). La falla San Marcos: una estructura jurásica de basamento multirreactivada del noreste de México. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana*, 57(1), 27–52. <https://doi.org/10.18268/bsgm2005v57n1a2>
- Chávez Cabello, G. (2005). *Deformación y magmatismo Cenozoicos en el sur de la cuenca Sabinas, Coahuila, México*. [Universidad Nacional Autónoma de México]. <http://132.248.9.195/pdtestdf/0343174/Index.html>
- Clarke, D. B. (1992). *Granitoid rocks* (Vol. 7). Springer Science & Business Media.
- Cloud, P. E. J. (1944). Geology and paleontology of the Permian area northwest of Las Delicias, southwestern Coahuila, Mexico: Part II. Permian brachiopods. *Geological Society of America Special Paper 52*, 49–71.
- Cochrane, R., Spikings, R., Gerdes, A., Ulianov, A., Mora, A., Villagómez, D., Putlitz, B., & Chiaradia, M. (2014). Permo-Triassic anatexis, continental rifting and the disassembly of western Pangaea. *Lithos*, 190–191(May 2022), 383–402. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.12.020>
- Coleman, D. S., Mills, R. D., & Zimmerer, M. J. (2016). The pace of plutonism. *Elements*, 12(2), 97–102. <https://doi.org/10.2113/gselements.12.2.97>
- Collins, W. J., Beams, S. D., White, A. J. R., & Chappell, B. W. (1982). Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80, 189–200.
- Denison, R. E., Kenny, G. S., & Burke Jr, W. H., & Hetherington Jr, E. A. (1969). Isotopic ages of igneous and metamorphic boulders from the Haymond Formation (Pennsylvanian), Marathon Basin, Texas, and their significance. *Geological Society of America Bulletin*, 80(2), 245–256.
- Dickinson, W. R., & Lawton, T. F. (2001). Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. *GSA Bulletin*, 113(9), 1142–1160. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2001\)113<1142:CTCAAF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2001)113<1142:CTCAAF>2.0.CO;2)
- Didier, J. (1991). The main types of enclaves in the Hercynian granitoids of the Massif Central, France. In J. Didier & B. Barbarin (Eds.), *Enclaves and Granite Petrology* (Developmen, pp. 47–61). Elsevier, Amsterdam.
- Dorais, M. J., Whitney, J. A., & Roden, M. F. (1990). Origin of mafic enclaves in the Dinkey Creek pluton, central Sierra Nevada Batholith, California. *J. Petrol*, 31(853–81).
- Dunbar, C. O. (1944). Geology and paleontology of the Permian area northwest of Las Delicias, southwestern Coahuila, Mexico: Part II. Permian and Pennsylvanian (?) fusulines. *Geological Society of America Special Paper 52*, 35–49.
- Eguiluz de Antuñano, S. (2001). Geologic Evolution and Gas Resources of the Sabinas Basin in Northeastern México. In A. Bartolini, C., Buffler, R.T., Cantú-Chapa (Ed.), *The Western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, Sedimentary Basins, and Petroleum Systems* (pp. 241–270).
- Eguiluz de Antuñano, S. (2011). Secuencias estratigráficas del Berriasiano-Aptiano en la Cuenca de Sabinas: su significado en el entendimiento de la evolución geológica del noreste mexicano. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana*, 63(2), 285–311. <https://doi.org/10.18268/bsgm2011v63n2a10>

- Ferry, J. M., & Watson, E. B. (2007). New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 154(4), 429–437. <https://doi.org/10.1007/s00410-007-0201-0>
- Flood, R. H., & Shaw, S. E. (1991). A pressure-quench cumulative origin for microgranitoid enclaves. In B. W. Chappell (Ed.), *Second Hutton Symposium on Granite and Related Rocks* (p. 37).
- Fowler, M. B., Kocks, H., Darbyshire, D. P. F., & Greenwood, P. B. (2008). Petrogenesis of high Ba–Sr plutons from the Northern Highlands Terrane of the British Caledonian Province. *Lithos*, 105, 129–148.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J., & Frost, C. D. (2001). A *Geochemical Classification for Granitic Rocks*. 42(11), 2033–2048.
- Frost, B. R., & Frost, C. D. (2008). A *Geochemical Classification for Feldspathic Igneous Rocks*. 49(11), 1955–1969. <https://doi.org/10.1093/petrology/egn054>
- Frost, B. R., & Frost, C. D. (2019). Essentials of Igneous and Metamorphic Petrology. In *Essentials of Igneous and Metamorphic Petrology*. <https://doi.org/10.1017/9781108685047>
- Garrison, J., & McMillan, N. (1997). Geochemistry of allochthonous igneous and metavolcanic blocks from the Papalote evaporite diapir, La Popa basin, Nuevo Leon, Mexico. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 29(2), 10.
- Gehrels, G. E., Valencia, V. A., Ruiz, J., Gehrels, G. E., Valencia, V. A., & 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*, 9(3). <https://doi.org/10.1029/2007GC001805>
- Gill, R. (2022). Igneous rocks and processes: a practical guide. In *John Wiley & Sons*.
- González Sánchez, F., Puente Solís, R., González Partida, E., & Camprubí, A. (2007). Estratigrafía del Noreste de México y su relación con los yacimientos estratoligados de fluorita, barita, celestina y Zn–Pb. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana*, 59(1), 43–62. <https://doi.org/10.18268/bsgm2007v59n1a4>
- Grimes, C. B., Wooden, J. L., Cheadle, M. J., & John, B. E. (2015). “Fingerprinting” tectono-magmatic provenance using trace elements in igneous zircon. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 170(5–6), 1–26.
- Haarmann, E. (1913). Geologische Streifzüge in Coahuila. *Zeitschrift Der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, |, 18–47.
- Handschy, J. W., Keller, G. R., & Smith, K. J. (1987). The Ouachita System in northern Mexico. *Tectonics*, 6(3), 323–330. <https://doi.org/10.1029/TC006i003p00323>
- Humphrey, W. E., & Díaz, T. (1956). *Jurassic and Lower Cretaceous stratigraphy and tectonics of northeastern Mexico*. Unpublished manuscript (Mincat call number 36116 at the University of Texas Library, Austin, Texas).
- Hutton, D. H. W. (1988). Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: Inferences from deformation studies. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 79(2–3), 245–255. <https://doi.org/10.1017/S0263593300014255>
- Ishihara, S. (1977). The magnetite-series and the ilmenite-series granitic rocks. *Min. Geol.*, 27(293–305).
- Jones, N. W., McKee, J., Marquez, B., Tovar, J., Long, L., & Laudon, T. (1984). The Mesozoic La Mula Island, Coahuila, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 95(1226–1241).
- Kellum, L. B. (1936). Evolution of the Coahuila peninsula, Mexico. *Bulletin of the Geological*

- Society of America*, 47(1039), 1091–1152.
- Keppie, J. D., Dostal, J., Norman, M., Urrutia-Fucugauchi, J., & Grajales-Nishimura, M. (2011). Study of melt and a clast of 546 Ma magmatic arc rocks in the 65 Ma Chicxulub bolide breccia, northern Maya block, Mexico: Western limit of Ediacaran arc peripheral to northern Gondwana. *International Geology Review*, 53(10), 1180–1193. <https://doi.org/10.1080/00206810903545527>
- King, R. E., Dunbar, C. O., Cloud, P. E., & Miller, A. K. (1944). Geology and paleontology of the Permian area northwest of Las Delicias, southwestern Coahuila, Mexico. *Geological Society of America Special Paper 52*, 1–35. <https://doi.org/https://doi.org/10.1130/SPE52-p1>
- Lacroix, A. (1933). Contribution à la connaissance de la composition chimique et minéralogique des roches éruptives de l'Indochine. *Service Géologique de l'Indochine*.
- Lameyre, J. (1980). Les magmas granitiques: leurs comportements, leurs associations et leurs sources. In *Livre jubilaire Soc. Géol. Fr., Mém. H.H.* (Vol. 10, pp. 51–62).
- Lameyre, J., & Bowden, P. (1982). Plutonic rock types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 14(1–2), 169–186. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(82\)90047-6](https://doi.org/10.1016/0377-0273(82)90047-6)
- Lehmann, C., Osleger, D. A., Montañez, I. P., Sliter, W., Arnaud-vanneau, A., Dolomieu, I., & Gignoux, M. (1999). Evolution of Cupido and Coahuila carbonate platforms, Early Cretaceous, northeastern Mexico. *America*, 7606(7), 1010–1029. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1999\)111<1010](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1999)111<1010)
- Locock, A. J. (2014). An Excel spreadsheet to classify chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recommendations. *Computers and Geosciences*, 62, 1–11. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2013.09.011>
- López, J. (1981). La microsonda electrónica. Fundamentos, características y aplicaciones. *Boletín de La Sociedad Española de Cerámica Y Vidrio*, 20(3), 155–163. <https://doi.org/http://boletines.secv.es/upload/198120155.pdf>
- Lopez, R., Cameron, K. L., & Jones, N. W. (1997). Evidence from U-Pb zircon ages for the Grenvillian reworking of 1.8 Ga crust south of the Ouachita suture in the Coahuila terrane, northern Mexico. *Eos (Transactions, American Geophysical Union)*, 78, F785.
- Lopez, R., Jones, N. W., & Cameron, K. L. (1996). The pre-Jurassic evolution of the Coahuila terrane, Mexico: No evidence of a major change in magmatic source during the course of the Ouachita orogeny. *Eos (Transactions, American Geophysical Union)*, 77, F759.
- Lopez, Robert, Cameron, K. L., & Jones, N. W. (2001). Evidence for Paleoproterozoic, Grenvillian, and Pan-African age Gondwanan crust beneath northeastern Mexico. *Precambrian Research*, 107(3–4), 195–214. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(00\)00140-6](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(00)00140-6)
- Lorenc, M. W. (1990). Magmatic enclaves in granitoids of northern Sierra de Paimán, Argentina. *Geol. Journal*, 25, 405–412.
- Ludwig, K. R. (1998). On the treatment of concordant uranium-lead ages. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62(4), 665–676.
- Maldonado, R., Ortega-Gutiérrez, F., & Ortíz-Joya, G. A. (2018). Subduction of Proterozoic to Late Triassic continental basement in the Guatemala suture zone: A petrological and geochronological study of high-pressure metagranitoids from the Chuacús complex. *Lithos*, 308–309, 83–103. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.02.030>
- Maniar, P. D., & Piccoli, P. M. (1989). Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101(5), 635–643. <https://doi.org/10.1130/0016->

- 7606(1989)101<0635:TDOG>2.3.CO;2
- Martini, M., & Ortega-Gutiérrez, F. (2016). Tectono-stratigraphic evolution of eastern Mexico during the break-up of Pangea : A review. *Earth Science Reviews*, 1–18. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.06.013>
- McCarthy, A., & Müntener, O. (2016). Comb layering monitors decompressing and fractionating hydrous mafic magmas in subvolcanic plumbing systems (Fisher Lake, Sierra Nevada, USA). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121.
- McDonough, W. F., & Sun, S. s. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3–4), 223–253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- McKee, J. W., Jones, N. W., & Anderson, T. H. (1988). Las Delicias basin: A record of late Paleozoic arc volcanism in northeastern Mexico. *Geology*, 16(1), 37–40. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1988\)016<0037:LDBARO>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1988)016<0037:LDBARO>2.3.CO;2)
- McKee, J. W., Jones, N. W., & Anderson, T. H. (1999). Late Paleozoic and early Mesozoic history of the Las Delicias terrane, Coahuila, México. *Geological Society of America, Special papers-geological society of America*, 161–190. https://books.google.es/books?hl=es&lr=&id=K2an9yd2aq4C&oi=fnd&pg=PA161&dq=Grenville+basement,+a+late+Paleozoic+arc,+Triassic+plutonism,+and+the+events+south+of+the+Ouachita+suture&ots=_gDFZAzlFM&sig=anisvvtUvAqDcOEDi4yS-Ts-eXk#v=onepage&q=Grenville+basem
- McKee, J. W., Jones, N. W., & Long, L. E. (1990). Stratigraphy and provenance of strata along the San Marcos fault, central Coahuila, Mexico. *Bulletin of the Geological Society of America*, 102(5), 593–614. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1990\)102<0593:SAPOSA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1990)102<0593:SAPOSA>2.3.CO;2)
- Meléndez, C., & Camacho, D. (2009). Espectrometría de fluorescencia de rayos X. In *Aventuras del Pensamiento* (pp. 1–4).
- Miller, A. K. (1944). Geology and paleontology of the Permian area northwest of Las Delicias, southwestern Coahuila, Mexico: Part IV. Permian cephalopods. *Geological Society of America Special Paper* 52, 71–128.
- Molina-Garza, R. S., & Iriondo, A. (2005). La Megacizalla Mojave-Sonora: la hipótesis, la controversia y el estado actual de conocimiento. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana*, 57(1), 1–26. <https://doi.org/10.18268/bsgm2005v57n1a1>
- Molina Garza, R. S. (2005). Paleomagnetic reconstruction of Coahuila, Mexico: The Late Triassic Acatita intrusives. *Geofísica Internacional*, 44(2), 197–210. <https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.2005.44.2.254>
- Moran-Zenteno, D. (1994). The geology of the Mexican Republic. In *The geology of the Mexican Republic* (Amer Assn). [https://doi.org/10.1016/0264-8172\(96\)90016-1](https://doi.org/10.1016/0264-8172(96)90016-1)
- Moreno, F. A., Mickus, K. L., & Keller, G. R. (2000). Crustal structure and location of the Ouachita orogenic belt in northern Mexico. *Geofísica Internacional*, 39(2), 229–246. https://www.researchgate.net/publication/26493203_Crustal_structure_and_location_of_the_Ouachita_orogenic_belt_in_northern_Mexico
- Murillo, M. G., & Torres, R. (1987). *Mapa petrogenético y radiométrico de la República Mexicana*.
- Murphy, J. B. (2013). Appinite suites: A record of the role of water in the genesis, transport, emplacement and crystallization of magma. *Earth-Science Reviews*, 119, 35–59. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.02.002>
- Murphy, J. B. (2020). Appinite suites and their genetic relationship with coeval voluminous granitoid batholiths. *International Geology Review*, 62(6), 683–713.

<https://doi.org/10.1080/00206814.2019.1630859>

- Murphy, J. B., Nance, R. D., Gabler, L. B., Martell, A., & Archibald, D. A. (2019). Age, geochemistry and origin of the ardara appinite plutons, northwest Donegal, Ireland. *Geoscience Canada*, 46(1), 31–48. <https://doi.org/10.12789/geocanj.2019.46.144>
- Mutch, E. J. F., Blundy, J. D., Tattitch, B. C., Cooper, F. J., & Brooker, R. A. (2016). An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 171(10), 1–27. <https://doi.org/10.1007/s00410-016-1298-9>
- Neilson, J. C., Kokelaar, B. P., & Crowley, Q. G. (2009). Timing, relations and cause of plutonic and volcanic activity of the Siluro-Devonian post-collision magmatic episode in the Grampian Terrane, Scotland. *Journal of the Geological Society*, 166(3), 545–561. <https://doi.org/10.1144/0016-76492008-069>
- Nelson, D. R. (1992). Isotopic characteristics of potassic rocks: evidence for the involvement of subducted sediments in magma genesis. *Lithos*, 28(3–6), 403–420. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(92\)90016-R](https://doi.org/10.1016/0024-4937(92)90016-R)
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Morán-Zenteno, D. J., Solari, L., Luna-González, L., & Schaaf, P. (2014). A review of batholiths and other plutonic intrusions of Mexico. *Gondwana Research*, 26(3–4), 834–868. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.05.002>
- Ortíz Joya, G. A. (2017). *Petrología y geocronología de los granitoides del Complejo Chuacús, Guatemala y sus implicaciones tectónicas* [Universidad Nacional Autónoma de México]. <http://132.248.9.195/ptd2017/octubre/0767131/Index.html>
- Pe-Piper, G., Piper, D. J. W., Koukouvelas, I., Dolansky, L. M., & Kokkalas, S. (2009). Postorogenic shoshonitic rocks and their origin by melting underplated basalts: The Miocene of Limnos, Greece. *GSA Bulletin*, 121(1–2), 39–54. <https://doi.org/10.1130/B26317.1>
- Peacock, M. A. (1931). Classification of igneous rock series. *Journal of Geology*, 39, 54–67.
- Pearce, J. (1996). Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, 19(4), 120–125. <https://doi.org/10.18814/EPIIUGS/1996/V19I4/005>
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W., & Tindle, A. G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4), 956–983. <https://doi.org/10.1093/PETROLOGY/25.4.956>
- Perkins, D. (2022). *Petrology: An Introduction to Igneous and Metamorphic Rocks and Processes*. University of North Dakota. <https://opengeology.org/petrology/>
- Pitcher, W. (1997). *The nature and origin of granite*. Springer Science & Business Media. [https://books.google.es/books?hl=es&lr=&id=Qwbvh3Es-mQC&oi=fnd&pg=PR15&dq=Pitcher,+W.+S.+\(1997\).The+nature+and+origin+of+granite.+London:+Chapman+%26+Hall.Streckeisen,+A.+L.+\(1976\).+To+each+plutonic+rock+its+proper+name.Earth+Sci.+Rev.12&ots=CEgAhoOVgW&sig=GLEiNsNOGVPBq3FU29maO_V57eg](https://books.google.es/books?hl=es&lr=&id=Qwbvh3Es-mQC&oi=fnd&pg=PR15&dq=Pitcher,+W.+S.+(1997).The+nature+and+origin+of+granite.+London:+Chapman+%26+Hall.Streckeisen,+A.+L.+(1976).+To+each+plutonic+rock+its+proper+name.Earth+Sci.+Rev.12&ots=CEgAhoOVgW&sig=GLEiNsNOGVPBq3FU29maO_V57eg)
- Pitcher, W. S. (1987). Granites and Yet More Granites 40 Years on. *Geologische Rundschau*, 76(1), 51–79.
- Pitcher, W. S. (1983). Granite type and tectonic environment. *In Symposium on Mountain Building*, 19–40.
- Poole, F. G., Perry, W. J., Madrid, R. J., & Amaya-Martinez, R. (2005). Tectonic synthesis of the Ouachita-Marathon-Sonora orogenic margin of southern Laurentia: Stratigraphic and structural implications for timing of deformational events and plate-tectonic model. *In Special Paper of the Geological Society of America* (Vol. 393, Issue 21).

<https://doi.org/10.1130/0-8137-2393-0.543>

- Pupin, J. P. (1980). Zircon and granite petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 73(3), 207–220. <https://doi.org/10.1007/BF00381441>
- Pystina, Y., & Pystin, A. (2019). Th/U Relations as an Indicator of the Genesis of Metamorphic Zircons (On the Example of the North of the Urals). In S. I. Publishing (Ed.), *In 14th International Congress for Applied Mineralogy (ICAM2019) Belgorod State Technological University named after VG Shukhov* (23rd-27 Sept ed., Issue September, pp. 129–132). https://doi.org/10.1007/978-3-030-22974-0_89
- Ridolfi, F., & Renzulli, A. (2012). Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: Thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1,130°C and 2.2 GPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 163(5), 877–895. <https://doi.org/10.1007/S00410-011-0704-6/FIGURES/6>
- Ridolfi, F., Renzulli, A., & Puerini, M. (2010). Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: An overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160(1), 45–66. <https://doi.org/10.1007/S00410-009-0465-7/FIGURES/6>
- Rubatto, D. (2002). Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology*, 184(1–2), 123–138. [https://doi.org/doi.org/10.1016/S0009-2541\(01\)00355-2](https://doi.org/doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00355-2)
- Rudnick, R. L., & Fountain, D. M. (1995). Nature Crust : and Composition of the Continental Perspective. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 145(95), 267–309. <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0031920104001657>
- Scherer, E. E., Whitehouse, M. J., & Münker, C. (2007). Zircon as a monitor of crustal growth. *Elements*, 3(1), 19–24. <https://doi.org/10.2113/GSELEMENTS.3.1.19>
- Schoene, B. (2014). 4.10-U–Th–Pb Geochronology. In *Treatise on geochemistry* (pp. 4, 341–378).
- Sedlock, R. L., Ortega-Gutierrez, F., & Speed, R. C. (1993). Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico. *Tectonostratigraphic Terranes and Tectonic Evolution of Mexico*.
- Shand, S. J. (1943). Eruptive Rocks. Their genesis, composition, classification, and their relation to ore-deposits with a chapter on meteorite. *New York: John Wiley and Sons*.
- Shellnutt, J. G., Denyszyn, S. W., & Pang, K. N. (2021). Editorial: Granite Petrogenesis and Geodynamics. *Frontiers in Earth Science*, 8, 726. <https://doi.org/10.3389/FEART.2020.637729/BIBTEX>
- Skublov, S. G., Lobach-Zhuchenko, S. B., Guseva, N. S., Gembitskaya, I. M., & Tolmacheva, E. V. (2009). Rare Earth and Trace Element Distribution in Zircons from Miaskite Lamproites of the Panozero Complex, Central Karelia. *Geochemistry International*, 47(9), 901–913.
- Solari, L. A., Gómez-Tuena, A., Ortega-Gutiérrez, F., & Ortega-Obregón, C. (2011). The chuacús metamorphic complex, central Guatemala: Geochronological and geochemical constraints on its paleozoic-mesozoic evolution. *Geologica Acta*, 9(3), 329–350. <https://doi.org/10.1344/105.000001695>
- Spikings, R., Reitsma, M. J., Boekhout, F., Mišković, A., Ulianov, A., Chiaradia, M., Gerdes, A., & Schaltegger, U. (2016). Characterisation of Triassic rifting in Peru and implications for the early disassembly of western Pangaea. *Gondwana Research*, 35(January 2018), 124–143. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.02.008>
- Streckeisen, A. (1976). Classification and nomenclature of plutonic rocks. *Geol. Ruds*, 63(2),

773–786. Stuttgart

- Torres-Vargas, R., Ruiz, J., Murillo-Muñetón, G., & Grajales-Nishimura, J. M. (1993). The Paleozoic magmatism in Mexico: evidences for the shift from circum-Atlantic to circum-Pacific tectonism. *Proceedings of the 1st Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference. Universidad Nacional Autonoma de México, Instituto de Geología, México.*, 154–155.
- Torres, R., Ruiz, J., Patchett, P. J., & Grajales, J. M. (1999). Permo-Triassic continental arc in eastern Mexico: Tectonic implications for reconstructions of southern North America. *Special Paper of the Geological Society of America*, 340, 191–196. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2340-X.191>
- Torres, V. R., Ruiz, J., Garajales, M., & Murillo, G. (1992). Permian magmatism in eastern and southern Mexico and its tectonic implications. *Geological Society of America Abstracts with Programs*1, 24(6), A64.
- Toselli, A. J. (2010). *Capítulo 11: Rocas plutónicas*. INSUGEO. http://www.insugeo.org.ar/libros/misc_18/11.htm
- Van Der Lelij, R., Spikings, R., Ulianov, A., Chiaradia, M., & Mora, A. (2016). Palaeozoic to Early Jurassic history of the northwestern corner of Gondwana, and implications for the evolution of the Iapetus, Rheic and Pacific Oceans. *Gondwana Research*, 31, 271–294. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2015.01.011>
- Vernon, R. H. (1990). Crystallization and hybridism in microgranitoid enclave magmas: microstructural evidence. *J. Geophys. Res.*, 95, 17849–17859.
- Wall, V. J., Clements, J. D., & Clarke, D. B. (1987). Models for granitoid evolution and source composition. *J. Geol.*, 95(731–49).
- Watson, E. B., Wark, D. A., & Thomas, J. B. (2006). Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 151(4), 413–433. <https://doi.org/10.1007/s00410-006-0068-5>
- Weber, B., Iriondo, A., Premo, W. R., Hecht, L., & Schaaf, P. (2007). New insights into the history and origin of the southern Maya block, SE México: U-Pb-SHRIMP zircon geochronology from metamorphic rocks of the Chiapas massif. *International Journal of Earth Sciences*, 96(2), 253–269. <https://doi.org/10.1007/s00531-006-0093-7>
- Whalen, J. B., Currie, K. L., & Chappell, B. W. (1987). A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 1987 95:4, 95(4), 407–419. <https://doi.org/10.1007/BF00402202>
- White, A. J. R., & Chappell, B. W. (1983). Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Geological Society of America Memoir*, 159(12), 21–43.
- Whitney, D. (2019). *Classical Thermobarometry. Integrating Research and Education*. Science Education Resource Center at Carleton College. Science Education Resource Center at Carleton College
- Winter, J. (2001). *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology* (Harlow). Prentice Hall.
- Winter, J. D. (2013). Principles of Igneous and Metamorphic Petrology. In *Geochimica et Cosmochimica Acta* (Vol. 55, Issue 3). [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(91\)90355-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(91)90355-9)
- Ye, H. M., Li, X. H., Li, Z. X., & Zhang, C. L. (2008). Age and origin of high Ba-Sr appinite-granites at the northwestern margin of the Tibet Plateau: Implications for early Paleozoic tectonic evolution of the Western Kunlun orogenic belt. *Gondwana Research*, 13(1), 126–138. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2007.08.005>

ANEXOS

Análisis isotópicos U-Pb en zircón, muestra AC4_B

	Relaciones isotópicas corregidas												Edades corregidas (Ma)								
	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2se abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2se abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2se abs	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2se abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2se	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2se	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2se	Best age (Ma)	±2se	Disc %
AC4B_Zrn-01	181.779	168.207	0.925	0.052	0.004	0.246	0.019	0.034	0.001	0.012	0.001	-0.111	215.333	6.750	222.129	15.602	235.226	214.684	215.333	6.750	3.060
AC4B_Zrn-02	214.882	228.591	1.064	0.051	0.007	0.240	0.031	0.034	0.001	0.011	0.001	0.086	215.376	8.333	216.971	25.331	101.086	329.316	215.376	8.333	0.735
AC4B_Zrn-03	152.929	145.571	0.952	0.052	0.004	0.275	0.023	0.039	0.001	0.012	0.001	0.088	246.338	7.301	245.247	18.090	210.877	192.504	246.338	7.301	-0.445
AC4B_Zrn-04	278.134	226.434	0.814	0.051	0.004	0.241	0.019	0.034	0.001	0.011	0.001	-0.003	218.604	6.454	218.563	15.762	135.910	198.664	218.604	6.454	-0.019
AC4B_Zrn-05	175.000	144.050	0.823	0.052	0.007	0.249	0.032	0.035	0.002	0.012	0.001	0.032	220.794	10.665	223.453	26.460	58.255	409.224	220.794	10.665	1.190
AC4B_Zrn-06	216.340	48.954	0.226	0.063	0.007	0.250	0.027	0.029	0.001	0.014	0.001	0.060	182.756	6.170	225.533	22.001	636.172	293.135	182.756	6.170	18.967
AC4B_Zrn-08	744.934	486.235	0.653	0.054	0.005	0.272	0.024	0.036	0.001	0.011	0.001	0.185	230.784	7.234	243.719	18.865	320.386	189.547	230.784	7.234	5.307
AC4B_Zrn-09	293.048	187.429	0.640	0.055	0.005	0.259	0.026	0.034	0.001	0.011	0.001	0.317	214.620	6.765	232.475	20.972	338.624	215.805	214.620	6.765	7.680
AC4B_Zrn-11	518.200	245.351	0.473	0.055	0.004	0.258	0.021	0.034	0.001	0.011	0.001	-0.137	213.486	6.281	232.322	16.828	427.041	153.324	213.486	6.281	8.108
AC4B_Zrn-12	205.099	74.610	0.364	0.054	0.005	0.264	0.022	0.036	0.001	0.012	0.001	0.029	225.379	7.595	236.855	18.152	339.188	253.310	225.379	7.595	4.845
AC4B_Zrn-13	1066.987	533.514	0.500	0.056	0.003	0.263	0.017	0.034	0.001	0.012	0.001	-0.002	214.016	6.727	236.958	13.223	431.942	135.831	214.016	6.727	9.682
AC4B_Zrn-14	409.630	219.612	0.536	0.054	0.005	0.242	0.025	0.032	0.001	0.011	0.001	0.183	204.345	6.511	218.646	20.947	235.607	264.854	204.345	6.511	6.541
AC4B_Zrn-15	246.322	89.205	0.362	0.051	0.006	0.223	0.027	0.031	0.001	0.011	0.001	0.316	199.612	8.058	203.430	22.159	139.787	258.131	199.612	8.058	1.877
AC4B_Zrn-16	971.658	444.977	0.458	0.051	0.003	0.229	0.015	0.032	0.001	0.010	0.001	-0.040	202.696	5.525	209.015	12.453	232.330	149.760	202.696	5.525	3.023
AC4B_Zrn-17	271.728	245.398	0.903	0.054	0.006	0.245	0.025	0.033	0.002	0.010	0.001	0.196	208.013	10.439	222.127	20.512	306.999	240.147	208.013	10.439	6.354
AC4B_Zrn-18	130.753	128.429	0.982	0.056	0.008	0.262	0.033	0.034	0.001	0.011	0.001	-0.175	217.735	9.297	233.812	26.166	213.553	345.174	217.735	9.297	6.876
AC4B_Zrn-19	165.612	187.011	1.129	0.052	0.006	0.235	0.027	0.032	0.001	0.010	0.001	0.228	205.975	8.034	212.862	21.979	227.654	224.859	205.975	8.034	3.236
AC4B_Zrn-20	168.104	189.573	1.128	0.051	0.005	0.232	0.021	0.033	0.001	0.010	0.001	-0.210	208.271	6.724	210.130	17.165	128.306	237.291	208.271	6.724	0.885
AC4B_Zrn-21	252.030	201.544	0.800	0.050	0.004	0.238	0.019	0.034	0.001	0.011	0.001	0.012	216.601	6.673	216.380	15.346	138.629	189.410	216.601	6.673	-0.102
AC4B_Zrn-22	232.431	174.033	0.749	0.054	0.005	0.245	0.022	0.033	0.001	0.010	0.001	0.204	208.416	7.401	221.108	18.037	321.327	178.919	208.416	7.401	5.740
AC4B_Zrn-23	264.365	227.741	0.861	0.052	0.005	0.232	0.022	0.032	0.001	0.011	0.001	0.027	204.691	6.160	211.072	18.476	197.690	235.850	204.691	6.160	3.023
AC4B_Zrn-25	226.103	128.092	0.567	0.053	0.003	0.233	0.019	0.032	0.001	0.010	0.001	0.559	205.454	6.711	211.988	16.009	333.784	154.747	205.454	6.711	3.082
AC4B_Zrn-26	176.815	155.186	0.878	0.054	0.005	0.260	0.025	0.035	0.001	0.011	0.001	0.157	219.327	8.861	233.763	20.425	280.301	252.485	219.327	8.861	6.176
AC4B_Zrn-27	141.779	133.478	0.941	0.058	0.007	0.252	0.032	0.032	0.001	0.011	0.001	0.020	200.681	7.540	226.258	26.098	332.047	333.631	200.681	7.540	11.304
AC4B_Zrn-28	135.158	146.259	1.082	0.055	0.006	0.245	0.024	0.033	0.001	0.011	0.001	0.159	206.354	8.984	220.207	19.673	333.658	194.387	206.354	8.984	6.291
AC4B_Zrn-29	201.650	146.018	0.724	0.063	0.007	0.295	0.030	0.034	0.002	0.012	0.001	-0.277	215.058	9.358	261.660	23.745	629.915	266.122	215.058	9.358	17.810
AC4B_Zrn-30	223.456	197.083	0.882	0.051	0.005	0.233	0.022	0.033	0.001	0.010	0.001	0.023	209.616	6.588	210.595	18.394	98.326	248.047	209.616	6.588	0.465
AC4B_Zrn-31	391.193	282.797	0.723	0.061	0.005	0.276	0.025	0.033	0.001	0.012	0.001	0.229	208.466	6.875	247.148	20.043	585.400	196.198	208.466	6.875	15.651
AC4B_Zrn-33	205.808	180.692	0.878	0.074	0.005	0.409	0.029	0.040	0.001	0.013	0.001	0.130	251.928	7.693	346.261	20.975	983.506	147.373	251.928	7.693	27.243
AC4B_Zrn-34	196.119	182.542	0.931	0.052	0.004	0.243	0.021	0.034	0.001	0.011	0.001	0.017	218.239	7.042	219.421	17.409	84.751	241.210	218.239	7.042	0.539
AC4B_Zrn-36	266.986	297.250	1.113	0.051	0.005	0.254	0.023	0.036	0.001	0.010	0.001	-0.474	228.284	6.802	228.204	18.790	183.714	215.653	228.284	6.802	-0.035
AC4B_Zrn-37	242.633	279.680	1.153	0.052	0.008	0.248	0.040	0.034	0.001	0.011	0.001	0.272	215.663	9.139	223.991	32.404	238.896	365.002	215.663	9.139	3.718
AC4B_Zrn-39	189.079	224.828	1.189	0.055	0.007	0.252	0.031	0.033	0.001	0.011	0.001	0.021	210.193	8.909	226.580	24.879	297.525	284.813	210.193	8.909	7.232
AC4B_Zrn-40	158.147	166.26417	1.0513	0.05159516	0.0057381	0.246235183	0.0287186	0.034745836	0.0015563	0.010817063	0.0008259	0.275964	220.1521963	9.70857	222.3023743	23.4276	161.7865821	278.4601	220.1522	9.7086	0.96723

Análisis de elementos traza en zircón, muestra AC4_B

(ppm)	P	Sc	Ti	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Pb	Th	U
AC4B_Zrn-01	250.79	151.19	10.85	1362.02	1.06	1.42	18.30	0.46	4.09	6.03	1.49	31.51	9.78	121.30	43.95	218.31	399.86	85.11	10128.28	7.40	168.21	181.78
AC4B_Zrn-02	222.49	202.95	9.49	1855.88	1.63	0.05	20.98	0.23	3.69	6.68	1.83	40.87	13.05	166.41	62.16	294.33	518.80	110.48	10925.42	7.52	228.59	214.88
AC4B_Zrn-03	273.44	172.84	5.48	1386.74	1.01	0.02	14.94	0.17	3.00	5.51	1.30	29.34	9.85	119.92	45.27	220.10	408.67	87.28	10180.71	7.07	145.57	152.93
AC4B_Zrn-04	256.55	193.19	38.66	1772.75	1.63	0.10	19.71	0.27	3.95	7.33	1.56	35.02	11.96	154.93	58.43	282.21	518.74	110.79	9979.94	10.66	226.43	278.13
AC4B_Zrn-05	289.05	232.75	33.25	1487.43	1.74	0.10	19.42	0.16	2.82	3.99	1.18	26.29	9.43	119.21	47.09	237.04	451.94	100.33	10019.72	7.67	144.05	175.00
AC4B_Zrn-06	416.45	81.25	11.11	427.93	0.64	0.91	13.74	0.90	8.01	3.47	2.17	9.57	2.52	30.51	12.56	68.62	162.45	42.55	7713.82	16.58	48.95	216.34
AC4B_Zrn-08	196.09	164.16	2.31	1119.74	0.85	0.02	13.34	0.22	2.14	4.13	1.14	22.31	7.47	89.15	34.22	180.21	408.17	92.32	12824.65	25.46	486.24	744.93
AC4B_Zrn-09	351.52	125.58	6.14	1078.76	0.70	0.09	13.04	0.26	3.28	5.17	1.21	20.29	6.77	86.54	32.88	171.53	367.77	84.84	10736.91	15.31	187.43	293.05
AC4B_Zrn-11	336.43	109.94	4.79	754.55	0.86	3.34	33.49	2.40	15.07	8.45	2.78	16.95	4.84	56.49	22.21	121.25	305.26	75.71	11144.71	22.35	245.35	518.20
AC4B_Zrn-12	439.83	120.74	9.31	520.92	0.76	0.77	13.85	0.63	3.72	2.60	0.88	9.92	2.91	37.84	15.21	85.40	202.42	50.02	8874.15	11.43	74.61	205.10
AC4B_Zrn-13	742.64	144.05	7.83	1351.65	1.08	35.75	127.72	12.82	60.81	20.82	7.38	40.19	9.82	110.95	41.90	208.02	470.21	115.07	11994.61	39.00	533.51	1066.99
AC4B_Zrn-14	357.81	164.55	9.82	1359.97	0.88	0.40	20.33	0.65	4.28	6.94	2.00	28.17	9.40	115.88	45.44	221.06	442.15	105.21	11254.31	21.94	219.61	409.63
AC4B_Zrn-15	448.12	117.29	2.13	550.05	0.75	0.82	11.11	0.40	2.43	2.03	1.19	7.26	2.89	35.47	16.11	91.14	244.89	66.50	11718.06	16.51	89.20	246.32
AC4B_Zrn-16	284.03	135.13	5.92	1232.88	0.76	0.64	18.51	0.68	7.05	6.50	1.73	24.63	7.43	96.18	38.35	195.79	456.54	108.73	12563.80	31.81	444.98	971.66
AC4B_Zrn-17	328.91	195.59	9.38	1950.64	1.49	1.45	25.58	0.69	7.61	8.22	2.68	46.40	14.75	174.64	66.76	319.75	578.27	120.12	11220.66	10.10	245.40	271.73
AC4B_Zrn-18	362.51	200.26	10.56	1651.23	1.39	0.01	16.59	0.18	3.21	6.60	1.68	35.06	11.99	142.05	55.35	266.90	467.02	98.73	9270.77	6.82	128.43	130.75
AC4B_Zrn-19	356.83	145.43	8.08	1842.87	1.25	0.17	18.79	0.36	3.86	8.56	1.91	43.36	13.49	169.98	60.78	288.54	502.31	103.06	9236.21	6.89	187.01	165.61
AC4B_Zrn-20	336.59	166.27	7.46	1942.26	1.27	0.04	18.78	0.30	4.65	8.14	2.03	46.97	15.06	177.70	66.15	306.17	524.96	106.60	8805.94	6.98	189.57	168.10
AC4B_Zrn-21	407.24	152.03	7.06	1349.44	0.97	4.40	24.19	1.26	6.21	6.50	1.59	30.00	9.33	115.23	43.90	218.93	445.01	98.12	11661.41	10.57	201.54	252.03
AC4B_Zrn-22	346.43	144.25	26.38	1698.26	1.34	1.87	24.75	1.32	7.71	6.82	2.21	34.95	11.70	145.35	54.18	264.49	500.89	106.95	10028.32	12.46	174.03	232.43
AC4B_Zrn-23	301.98	128.08	7.64	1533.16	1.21	0.23	19.61	0.42	5.06	7.35	1.89	34.77	11.15	132.67	50.91	241.96	456.86	95.88	10680.96	10.18	227.74	264.36
AC4B_Zrn-25	291.95	134.61	8.64	992.41	0.80	0.27	14.34	0.31	2.97	4.39	1.03	20.90	6.73	84.98	33.01	159.05	316.42	69.59	10403.09	8.82	128.09	226.10
AC4B_Zrn-26	318.41	256.48	11.10	1689.29	2.41	0.00	22.09	0.11	2.35	4.68	1.24	28.24	10.10	135.41	55.08	279.98	531.54	113.67	8250.04	8.14	155.19	176.81
AC4B_Zrn-27	411.21	169.32	32.72	1396.06	1.25	0.12	14.81	0.25	3.20	6.11	1.55	31.31	9.52	117.24	45.54	218.56	419.04	89.79	10455.12	6.95	133.48	141.78
AC4B_Zrn-28	293.63	175.60	7.60	1540.73	1.21	0.05	16.59	0.18	3.10	6.12	1.31	33.32	11.35	140.16	51.75	242.06	440.46	90.08	9807.79	6.08	146.26	135.16
AC4B_Zrn-29	1058.40	157.48	17.03	1347.13	1.21	115.47	165.80	20.68	69.83	14.05	3.71	35.35	9.73	114.21	45.17	214.91	406.97	87.47	9635.00	9.05	146.02	201.65
AC4B_Zrn-30	324.42	185.26	8.53	1553.77	1.20	0.08	17.14	0.23	3.63	5.80	1.51	33.43	10.71	131.31	51.03	244.29	468.14	102.29	10073.48	8.72	197.08	223.46
AC4B_Zrn-31	736.21	154.01	10.06	1620.91	1.10	12.91	54.79	4.18	19.20	11.80	2.74	41.30	11.34	136.87	53.00	254.16	499.28	109.59	10763.02	16.45	282.80	391.19
AC4B_Zrn-33	221.03	166.30	9.92	1806.25	1.45	1.37	40.70	1.33	11.27	9.54	3.73	42.24	12.98	162.18	58.59	278.08	531.36	111.04	10717.15	12.78	180.69	205.81
AC4B_Zrn-34	362.78	188.66	8.40	2000.96	1.25	0.02	20.75	0.26	4.59	9.42	2.02	44.92	13.91	177.60	67.14	317.88	572.26	118.70	10375.39	10.50	182.54	196.12
AC4B_Zrn-36	278.80	191.04	12.14	2612.38	1.89	1.48	26.76	0.56	6.67	10.85	2.43	58.60	19.25	236.67	87.78	403.26	735.30	149.64	9802.08	11.88	297.25	266.99
AC4B_Zrn-37	515.03	187.02	192.91	2353.18	1.79	5.24	37.43	2.39	13.67	13.87	2.80	57.94	19.11	222.69	80.55	372.02	637.81	130.14	9240.61	8.12	279.68	242.63
AC4B_Zrn-39	437.71	189.82	7.65	2372.14	1.55	0.05	23.87	0.32	6.44	11.98	2.65	59.86	18.17	221.95	80.45	370.56	636.19	128.02	9345.50	8.59	224.83	189.08
AC4B_Zrn-40	232.26	190.39	11.88	1797.96	1.41	0.01	19.95	0.26	3.19	8.62	2.03	41.54	13.64	164.01	60.42	282.24	503.67	104.99	9907.40	8.75	166.26	158.15

Análisis isotópicos U-Pb en zircón, muestra AC10

	Relaciones isotópicas corregidas															Edades corregidas (Ma)					
	U (ppm)	Th		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 2\text{se abs}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 2\text{se abs}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 2\text{se abs}$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	$\pm 2\text{se abs}$	Rho	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 2\text{se}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 2\text{se}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 2\text{se}$	Best age (Ma)	$\pm 2\text{se}$	Disc %
		(ppm)	Th/U																		
AC10_Zrn-01	188.436	122.749	0.651	0.050	0.004	0.250	0.023	0.036	0.001	0.011	0.001	0.175	230.876	8.502	225.534	18.766	134.128	242.162	230.876	8.502	-2.369
AC10_Zrn-03	254.150	147.965	0.582	0.049	0.003	0.244	0.019	0.036	0.001	0.011	0.001	0.061	229.953	5.808	220.450	15.344	44.752	173.061	229.953	5.808	-4.311
AC10_Zrn-04	252.321	145.122	0.575	0.051	0.004	0.245	0.021	0.035	0.001	0.011	0.000	0.243	220.821	7.213	221.272	17.054	131.802	188.959	220.821	7.213	0.204
AC10_Zrn-05	255.118	195.055	0.765	0.051	0.003	0.246	0.017	0.035	0.001	0.012	0.001	0.021	224.251	6.423	222.833	13.760	196.923	139.412	224.251	6.423	-0.636
AC10_Zrn-06	424.040	258.376	0.609	0.051	0.003	0.244	0.017	0.035	0.001	0.011	0.001	0.118	221.552	5.740	220.699	13.719	158.409	153.872	221.552	5.740	-0.386
AC10_Zrn-07	270.540	272.911	1.009	0.050	0.004	0.242	0.018	0.036	0.001	0.011	0.001	-0.226	225.494	6.742	218.922	14.400	99.636	172.568	225.494	6.742	-3.002
AC10_Zrn-09	787.150	641.944	0.816	0.051	0.003	0.250	0.016	0.036	0.001	0.011	0.000	0.081	225.317	5.588	225.806	12.567	201.033	123.860	225.317	5.588	0.217
AC10_Zrn-12	366.070	227.930	0.623	0.050	0.003	0.246	0.017	0.036	0.001	0.012	0.001	0.009	227.291	6.442	222.620	14.034	183.120	178.478	227.291	6.442	-2.098
AC10_Zrn-13	118.102	70.135	0.594	0.057	0.006	0.276	0.028	0.036	0.002	0.011	0.001	-0.053	226.722	9.606	245.821	22.636	407.647	226.768	226.722	9.606	7.769
AC10_Zrn-14	357.380	333.701	0.934	0.053	0.003	0.248	0.017	0.034	0.001	0.011	0.001	0.237	216.586	6.493	224.219	14.071	258.985	148.719	216.586	6.493	3.404
AC10_Zrn-16	260.254	165.564	0.636	0.052	0.004	0.261	0.023	0.036	0.001	0.012	0.001	-0.254	229.112	6.976	234.327	18.742	220.207	221.866	229.112	6.976	2.226
AC10_Zrn-18	239.996	148.258	0.618	0.058	0.007	0.265	0.030	0.034	0.001	0.012	0.001	0.066	213.591	8.641	237.377	24.024	405.756	271.406	213.591	8.641	10.020
AC10_Zrn-19	493.412	368.645	0.747	0.052	0.004	0.245	0.020	0.035	0.001	0.011	0.001	0.084	218.930	6.165	221.361	16.230	202.170	178.949	218.930	6.165	1.098
AC10_Zrn-20	324.741	238.922	0.736	0.050	0.004	0.244	0.019	0.036	0.001	0.011	0.001	-0.143	226.105	5.921	220.598	15.632	69.357	204.729	226.105	5.921	-2.496
AC10_Zrn-21	176.956	105.417	0.596	0.054	0.005	0.267	0.030	0.035	0.001	0.011	0.001	0.164	223.872	8.384	237.909	23.609	261.509	261.259	223.872	8.384	5.900
AC10_Zrn-23	253.256	197.693	0.781	0.052	0.004	0.244	0.021	0.034	0.001	0.010	0.001	-0.141	218.541	6.295	219.961	17.123	189.629	198.255	218.541	6.295	0.646
AC10_Zrn-25	519.811	341.554	0.657	0.051	0.003	0.253	0.019	0.036	0.001	0.012	0.001	0.055	227.969	5.566	227.852	15.080	201.972	152.074	227.969	5.566	-0.051
AC10_Zrn-27	202.449	137.388	0.679	0.056	0.007	0.262	0.029	0.035	0.001	0.011	0.001	-0.150	221.214	7.897	233.987	23.241	190.395	315.124	221.214	7.897	5.459
AC10_Zrn-29	232.754	137.635	0.591	0.051	0.004	0.243	0.018	0.035	0.001	0.011	0.001	-0.178	221.754	7.087	220.080	14.702	140.367	196.710	221.754	7.087	-0.760
AC10_Zrn-31	312.836	203.478	0.650	0.053	0.003	0.254	0.017	0.035	0.001	0.011	0.001	0.004	222.556	6.262	228.896	13.752	237.572	147.285	222.556	6.262	2.770
AC10_Zrn-32	222.497	197.097	0.886	0.054	0.005	0.258	0.027	0.035	0.001	0.011	0.001	0.168	220.693	7.093	231.716	21.321	326.042	190.250	220.693	7.093	4.757
AC10_Zrn-34	498.398	499.352	1.002	0.049	0.002	0.237	0.013	0.035	0.001	0.011	0.000	-0.063	221.983	5.566	215.691	10.588	124.816	115.800	221.983	5.566	-2.917
AC10_Zrn-35	227.900	153.576	0.674	0.051	0.004	0.241	0.021	0.035	0.001	0.012	0.001	-0.188	219.057	5.617	218.074	16.921	80.149	209.177	219.057	5.617	-0.451
AC10_Zrn-37	233.777	178.882	0.765	0.051	0.004	0.246	0.021	0.035	0.001	0.011	0.001	0.112	223.223	6.380	225.371	15.734	194.716	170.682	223.223	6.380	0.953
AC10_Zrn-38	108.630	90.434	0.832	0.052	0.007	0.265	0.039	0.037	0.002	0.012	0.001	0.108	233.742	9.407	241.396	27.875	248.290	289.166	233.742	9.407	3.171
AC10_Zrn-44	210.195	132.756	0.632	0.050	0.004	0.244	0.019	0.035	0.001	0.011	0.001	0.207	220.915	5.959	220.695	15.657	95.026	193.601	220.915	5.959	-0.100
AC10_Zrn-45	498.641	562.020	1.127	0.050	0.002	0.237	0.012	0.034	0.001	0.011	0.000	0.088	217.144	5.298	215.668	9.860	186.902	86.417	217.144	5.298	-0.684
AC10_Zrn-46	232.153	184.559	0.795	0.055	0.006	0.263	0.026	0.035	0.001	0.010	0.001	-0.054	222.125	6.992	235.116	20.813	319.258	210.369	222.125	6.992	5.526
AC10_Zrn-47	242.727	156.988	0.647	0.050	0.003	0.234	0.016	0.034	0.001	0.011	0.001	-0.018	215.125	6.028	212.811	12.828	109.560	157.768	215.125	6.028	-1.088
AC10_Zrn-48	626.835	412.317	0.658	0.050	0.004	0.244	0.020	0.035	0.001	0.011	0.001	0.033	224.108	8.705	221.525	16.636	158.870	206.407	224.108	8.705	-1.166
AC10_Zrn-49	217.360	205.875	0.947	0.053	0.006	0.253	0.026	0.034	0.001	0.011	0.001	0.006	218.246	6.950	227.884	21.355	291.227	224.281	218.246	6.950	4.229
AC10_Zrn-50	176.344	102.470	0.581	0.052	0.004	0.257	0.020	0.036	0.001	0.012	0.001	0.131	228.056	6.041	231.001	16.346	155.459	186.904	228.056	6.041	1.275
AC10_Zrn-51	198.941	153.958	0.774	0.057	0.006	0.279	0.031	0.035	0.001	0.012	0.001	0.102	223.832	6.499	247.138	23.171	458.154	230.019	223.832	6.499	9.430
AC10_Zrn-52	193.008	104.352	0.541	0.057	0.005	0.291	0.025	0.037	0.001	0.012	0.001	0.053	233.833	8.820	257.923	19.401	385.475	193.240	233.833	8.820	9.340
AC10_Zrn-54	194.875	134.835	0.692	0.051	0.005	0.251	0.031	0.036	0.002	0.012	0.001	0.296	225.072	10.001	226.746	24.414	170.156	262.644	225.072	10.001	0.738
AC10_Zrn-55	1048.431	659.905	0.629	0.052	0.002	0.272	0.012	0.037	0.001	0.013	0.001	0.310	236.706	6.034	244.140	9.848	282.900	69.597	236.706	6.034	3.045
AC10_Zrn-57	171.635	136.400	0.795	0.053	0.004	0.259	0.022	0.035	0.001	0.011	0.001	0.252	220.115	7.182	232.258	17.517	223.798	184.288	220.115	7.182	5.228
AC10_Zrn-58	195.032	157.902	0.810	0.052	0.004	0.248	0.019	0.034	0.001	0.011	0.001	-0.287	217.556	6.453	223.855	15.896	203.590	184.700	217.556	6.453	2.814

Análisis de elementos traza en zircón, muestra AC10

(ppm)	P	Sc	Ti	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Pb	Th	U
AC10_Zrn-01	6261.80	230.26	5.01	705.09	0.91	0.00	9.81	0.04	0.62	1.84	0.67	8.22	3.23	45.28	20.52	117.94	307.23	76.78	9842.83	6.95	122.75	188.44
AC10_Zrn-03	4980.51	247.79	6.48	810.69	1.47	0.00	12.60	0.04	0.72	1.67	0.66	8.48	3.60	51.89	22.91	138.19	359.55	94.12	9550.33	10.30	147.97	254.15
AC10_Zrn-04	5577.16	257.10	6.06	782.88	1.39	0.00	12.64	0.03	0.71	1.51	0.70	9.38	3.21	49.27	22.70	134.63	351.31	89.59	9598.85	9.47	145.12	252.32
AC10_Zrn-05	5367.21	219.46	7.70	850.64	1.19	0.05	14.40	0.12	1.55	2.40	0.96	12.32	4.26	56.40	24.46	136.48	355.90	89.84	8742.16	10.23	195.05	255.12
AC10_Zrn-06	2530.36	313.34	5.95	983.60	1.72	0.00	16.69	0.06	0.98	1.99	0.86	10.67	4.17	62.69	27.89	164.53	424.92	109.72	10229.65	16.35	258.38	424.04
AC10_Zrn-07	-1287.41	196.68	5.65	1142.29	0.94	0.07	17.17	0.30	5.02	5.22	2.36	21.83	7.31	92.09	34.98	182.00	410.70	97.54	9612.22	13.61	272.91	270.54
AC10_Zrn-09	4300.71	333.53	5.55	1141.31	2.59	0.02	26.95	0.09	0.96	2.29	0.86	13.65	5.25	75.25	33.53	189.33	481.43	122.99	11285.89	31.02	641.94	787.15
AC10_Zrn-12	5369.12	277.52	5.69	652.81	0.74	0.00	11.46	0.04	0.75	1.25	0.63	9.05	2.93	43.34	19.39	109.33	306.42	80.44	11604.18	13.45	227.93	366.07
AC10_Zrn-13	4042.36	216.88	4.60	533.91	0.78	0.00	7.30	0.01	0.44	1.07	0.63	6.53	2.60	37.21	15.55	89.09	237.96	62.41	9437.33	5.41	70.14	118.10
AC10_Zrn-14	4442.53	245.66	11.32	1078.42	1.40	0.00	18.96	0.07	1.35	2.30	1.16	14.18	5.01	72.20	31.31	174.34	445.55	111.84	9732.91	13.96	333.70	357.38
AC10_Zrn-16	3422.36	254.92	4.57	815.24	1.32	0.21	13.48	0.19	1.53	2.00	1.10	8.76	3.40	52.10	23.51	141.65	356.06	92.50	9045.78	10.72	165.56	260.25
AC10_Zrn-18	4383.30	214.82	5.58	600.76	0.98	0.01	10.39	0.06	0.60	1.21	0.76	6.87	2.84	40.29	17.75	102.46	272.75	69.51	10079.58	7.41	148.26	240.00
AC10_Zrn-19	2722.42	302.25	5.79	1010.59	1.58	0.00	17.46	0.07	0.96	1.72	0.77	10.95	4.37	64.87	28.92	167.50	417.16	109.37	11140.23	15.90	368.65	493.41
AC10_Zrn-20	4173.68	287.99	5.88	1065.34	1.94	0.00	16.83	0.05	0.77	1.76	0.69	11.41	4.24	67.49	30.02	179.92	446.81	113.76	9630.86	12.67	238.92	324.74
AC10_Zrn-21	1631.01	212.38	4.57	586.89	0.80	0.00	8.67	0.02	0.53	1.30	0.59	7.38	2.51	38.13	16.56	99.99	270.67	70.65	9829.21	6.39	105.42	176.96
AC10_Zrn-23	3694.26	221.88	7.41	842.31	1.33	0.00	14.60	0.08	1.10	1.95	0.77	10.40	3.82	53.33	24.01	136.16	367.56	94.77	8776.89	9.66	197.69	253.26
AC10_Zrn-25	2577.24	251.70	5.20	807.08	1.46	0.02	17.22	0.06	0.84	1.31	0.62	9.14	3.55	51.80	23.91	136.20	356.04	91.77	11293.46	19.22	341.55	519.81
AC10_Zrn-27	3213.43	205.34	5.32	669.04	0.69	0.01	9.44	0.05	0.95	2.12	0.77	9.04	3.50	47.05	19.69	110.57	277.63	70.88	9975.51	7.32	137.39	202.45
AC10_Zrn-29	1538.30	244.31	5.67	762.64	1.32	0.00	11.46	0.05	0.80	1.33	0.62	7.79	3.34	49.31	21.97	128.24	338.09	87.23	9305.38	8.41	137.63	232.75
AC10_Zrn-31	1122.63	284.61	3.83	848.63	1.15	0.00	13.30	0.03	0.90	1.73	0.80	10.26	4.19	55.39	24.71	141.61	367.92	93.08	10468.70	13.81	203.48	312.84
AC10_Zrn-32	-658.79	219.16	7.45	982.39	1.01	0.01	14.91	0.20	3.05	3.59	1.58	16.03	5.95	72.69	29.09	158.14	375.96	93.63	9908.34	11.72	197.10	222.50
AC10_Zrn-34	3065.26	293.52	6.87	1487.84	2.37	0.00	26.52	0.08	1.44	2.56	1.25	16.85	7.36	104.69	43.56	245.34	572.20	138.30	10602.26	20.53	499.35	498.40
AC10_Zrn-35	1692.79	214.95	6.64	850.96	1.33	0.00	16.05	0.04	0.86	1.74	0.74	9.41	3.42	54.11	24.10	141.69	378.15	96.03	10334.65	11.23	153.58	227.90
AC10_Zrn-37	1290.58	229.57	6.85	979.45	1.02	0.00	15.51	0.12	2.36	3.63	1.20	15.51	5.36	71.41	28.55	157.35	386.87	98.46	10649.83	12.77	178.88	233.78
AC10_Zrn-38	2308.78	159.32	9.52	616.95	0.62	0.08	9.54	0.11	1.79	2.24	0.93	11.20	3.68	46.90	19.00	102.24	238.55	59.52	9606.81	7.10	90.43	108.63
AC10_Zrn-44	1053.78	236.28	6.31	825.06	1.24	0.00	12.31	0.04	0.73	1.71	0.66	9.76	3.81	54.18	24.75	142.17	357.13	90.06	10105.58	9.32	132.76	210.20
AC10_Zrn-45	2054.30	300.36	12.45	1904.76	2.54	0.00	37.95	0.14	2.45	4.08	1.71	25.71	9.55	130.68	55.31	302.53	722.31	173.95	9277.35	26.53	562.02	498.64
AC10_Zrn-46	528.93	223.97	6.66	937.88	1.20	0.21	13.50	0.20	2.64	3.32	1.37	14.74	5.08	66.98	28.52	155.46	377.54	93.76	9794.07	10.62	184.56	232.15
AC10_Zrn-47	1389.79	248.79	7.16	927.47	1.68	0.00	15.29	0.05	1.17	2.00	0.83	11.04	4.13	58.96	27.05	157.57	406.29	102.25	8955.66	11.43	156.99	242.73
AC10_Zrn-48	1489.68	254.86	7.60	784.44	1.10	0.00	15.74	0.05	0.86	1.66	0.51	9.48	3.81	53.08	23.50	132.27	334.51	85.50	11673.95	23.20	412.32	626.84
AC10_Zrn-49	506.85	183.61	4.57	1012.82	0.86	0.00	13.42	0.19	3.59	5.69	2.00	20.88	6.52	79.16	30.67	161.44	368.40	88.30	9674.60	10.08	205.87	217.36
AC10_Zrn-50	685.63	230.72	5.93	648.38	0.80	0.00	9.23	0.03	0.75	1.58	0.66	8.79	3.08	43.24	19.19	107.93	281.80	70.75	10172.70	8.53	102.47	176.34
AC10_Zrn-51	380.84	216.86	7.00	938.30	1.21	0.30	17.28	0.11	1.22	2.21	0.96	12.95	4.64	62.38	26.45	148.48	400.13	101.25	8735.69	10.90	153.96	198.94
AC10_Zrn-52	1163.39	209.92	4.03	551.21	0.77	0.00	8.67	0.02	0.63	1.29	0.58	6.16	2.55	36.04	16.17	93.39	242.42	63.33	11066.60	8.86	104.35	193.01
AC10_Zrn-54	438.68	137.47	9.31	411.73	0.60	0.22	7.90	0.10	1.36	1.87	0.77	8.12	2.17	30.23	12.15	67.49	170.05	42.25	10415.98	6.73	134.83	194.88
AC10_Zrn-55	711.61	182.13	10.01	646.56	1.59	0.18	22.60	0.17	1.25	1.17	0.73	7.94	2.99	43.43	18.90	109.43	289.09	73.36	11478.84	35.42	659.91	1048.43
AC10_Zrn-57	60.16	208.47	3.58	718.62	0.70	0.00	9.74	0.10	1.79	3.32	1.20	11.99	4.30	53.37	21.99	116.32	276.26	68.62	9734.95	8.46	136.40	171.63
AC10_Zrn-58	-137.63	202.60	7.01	877.43	0.98	0.02	11.67	0.17	2.39	3.68	1.36	15.19	5.24	64.09	26.23	139.92	336.16	82.55	9322.08	9.43	157.90	195.03

AC8b_Zrn-99	408.858	225.304	0.551	0.064	0.002	1.076	0.045	0.123	0.003	0.043	0.002	0.020	748.342	18.126	745.540	26.087	743.223	69.954	748.342	18.126	-0.376
AC8b_Zrn-100	245.672	230.345	0.938	0.059	0.004	0.612	0.040	0.076	0.002	0.025	0.001	-0.043	471.025	12.796	483.137	25.131	526.636	131.150	471.025	12.796	2.507

Análisis de elementos traza en zircón, muestra AC8_B

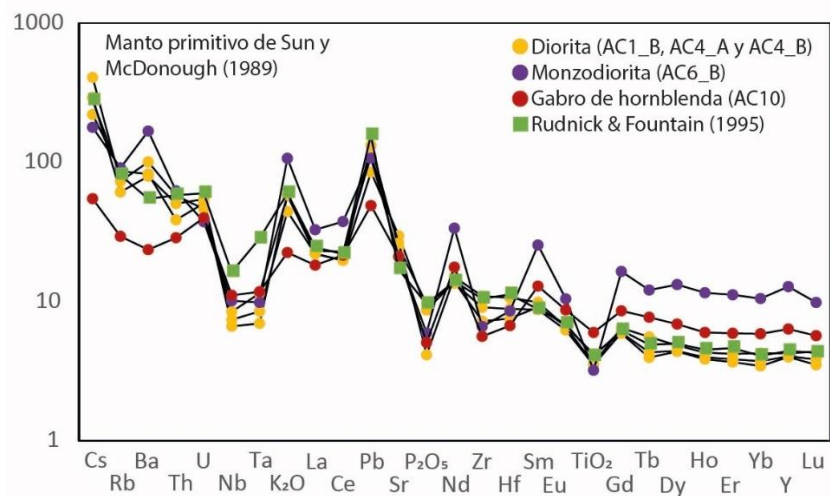
(ppm)	P	Sc	Ti	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Pb	Th	U
AC8b_Zrn-01	758.77	133.12	129.93	3279.70	12.01	4.85	128.42	3.22	22.41	17.54	7.21	67.33	22.91	268.45	104.14	516.21	990.68	212.92	17625.59	453.37	765.06	1722.22
AC8b_Zrn-02	1962.13	316.46	8.08	3156.36	1.53	0.00	2.69	0.03	1.08	3.81	0.31	34.30	16.47	240.96	103.20	536.26	1029.36	209.27	13028.10	24.99	65.07	265.20
AC8b_Zrn-03	657.16	555.17	9.37	1418.49	2.59	0.10	6.10	0.07	1.59	2.29	1.27	17.65	7.36	107.62	44.17	246.07	650.32	143.43	14167.78	37.13	28.25	464.89
AC8b_Zrn-04	310.34	128.49	5.31	754.25	6.76	0.33	20.54	0.10	0.93	1.93	0.52	10.32	3.72	50.78	22.38	121.74	307.02	73.14	11787.21	1.59	363.82	686.20
AC8b_Zrn-05	305.93	98.99	19.64	109.32	0.61	0.06	3.44	0.14	2.97	6.66	0.49	20.21	3.48	19.77	3.70	10.55	10.05	1.65	14314.02	69.54	171.32	592.63
AC8b_Zrn-06	727.19	181.63	26.50	1218.67	3.38	0.12	4.26	0.40	4.29	7.17	2.67	35.38	10.93	117.29	39.62	180.01	318.53	62.14	15343.89	38.52	73.01	389.96
AC8b_Zrn-07	504.56	155.30	19.55	923.49	2.57	0.07	23.34	0.29	2.49	4.72	1.05	21.13	6.59	81.93	29.36	140.95	264.27	56.30	11681.04	58.31	134.07	204.75
AC8b_Zrn-08	1309.13	216.29	6.93	2320.17	1.01	0.00	0.49	0.03	0.60	2.54	0.08	24.82	12.07	181.02	77.55	396.16	725.91	147.69	13664.71	48.05	55.06	335.41
AC8b_Zrn-09	85.53	129.41	7.09	868.12	6.64	0.00	23.48	0.02	0.84	2.03	0.55	12.96	4.80	62.94	26.32	136.95	314.89	71.11	12482.64	1.61	431.98	708.53
AC8b_Zrn-10	-140.48	101.05	19.03	354.51	5.65	0.06	12.35	0.21	1.79	6.01	1.19	20.72	5.05	45.72	12.35	45.79	64.67	12.24	11879.02	20.71	71.23	288.12
AC8b_Zrn-11	434.59	207.49	20.87	1241.39	2.14	0.01	24.47	0.10	1.94	4.27	1.53	25.50	9.10	106.75	40.82	194.02	377.72	80.74	10964.36	55.88	131.60	231.29
AC8b_Zrn-12	1014.46	399.65	5.14	1190.48	2.49	0.02	2.11	0.01	0.27	1.38	0.39	10.02	5.55	81.68	35.98	194.63	498.92	106.32	13012.11	44.34	22.88	514.65
AC8b_Zrn-13	573.88	192.28	213.82	1430.15	8.30	0.01	10.32	0.05	0.85	3.22	0.34	23.37	9.49	121.01	46.01	216.98	388.22	79.62	15705.24	389.39	146.21	927.91
AC8b_Zrn-14	2349.89	165.29	35.17	2466.48	7.57	42.03	340.66	16.08	79.04	37.71	23.90	87.27	23.69	239.50	76.90	340.49	640.56	130.53	11949.43	110.23	1089.20	1125.26
AC8b_Zrn-17	38.92	362.72	48.57	2918.13	5.25	0.45	49.93	1.21	14.11	21.87	8.87	94.85	27.58	291.49	99.59	421.10	706.14	142.41	12370.37	95.21	144.08	198.75
AC8b_Zrn-18	2473.48	480.38	9.98	1975.68	2.22	0.04	3.55	0.11	3.39	6.17	0.59	35.46	13.82	167.65	65.93	318.32	610.73	128.17	16564.09	13.01	12.00	52.86
AC8b_Zrn-19	418.16	181.64	6.91	1344.03	2.38	0.96	38.92	0.22	1.95	3.25	1.22	22.92	7.40	101.52	41.08	215.47	475.41	109.85	13162.16	51.12	156.98	226.71
AC8b_Zrn-20	74.44	77.80	17.31	877.29	1.67	0.18	4.41	0.25	2.93	5.34	0.52	23.55	6.97	84.57	29.54	134.41	213.47	42.30	12032.29	13.85	28.46	65.65
AC8b_Zrn-21	132.89	115.76	18.74	297.33	1.49	0.12	7.18	0.14	1.83	4.78	0.91	20.17	4.72	39.21	9.28	31.25	36.87	6.61	16430.67	32.53	358.91	606.26
AC8b_Zrn-22	197.25	234.61	4.56	517.60	1.61	0.03	2.56	0.03	0.51	1.96	1.00	15.02	4.85	53.30	17.04	71.53	99.16	20.39	13100.69	55.83	25.70	660.34
AC8b_Zrn-23	472.76	114.80	10.65	805.15	2.29	0.08	20.63	0.13	2.32	2.87	0.73	16.05	5.76	71.62	26.69	126.44	234.44	49.62	10142.47	57.95	292.97	296.83
AC8b_Zrn-24	764.76	109.75	12.56	1162.50	1.81	1.22	24.85	3.96	29.17	18.62	9.57	43.97	11.60	117.52	38.09	166.15	284.80	56.78	13257.05	103.75	335.54	636.35
AC8b_Zrn-25	648.09	79.27	60.60	2566.87	20.97	0.08	20.41	0.33	4.11	9.08	0.39	52.57	18.81	233.87	86.78	407.81	649.05	122.90	11712.22	24.73	332.94	473.39
AC8b_Zrn-26	705.51	310.23	44.59	2388.90	2.65	0.12	3.25	0.22	3.64	8.80	0.64	46.86	16.15	204.96	80.11	371.84	694.13	141.52	11955.32	62.70	279.75	659.43
AC8b_Zrn-27	-74.01	162.47	13.43	2296.16	3.56	0.06	29.93	0.41	5.81	10.24	2.80	48.01	15.26	185.12	71.80	355.79	738.87	160.82	10251.17	67.66	1370.63	703.26
AC8b_Zrn-28	158.00	125.40	93.64	1709.68	2.53	0.07	6.31	0.25	3.72	10.45	1.59	52.45	14.85	169.66	57.44	252.61	385.06	74.94	10811.80	39.82	105.78	244.74
AC8b_Zrn-29	448.06	134.30	8.75	762.45	2.74	0.03	19.21	0.06	0.88	2.32	0.21	13.07	4.66	64.24	24.50	129.01	238.81	50.14	12252.37	34.72	221.22	239.85
AC8b_Zrn-30	316.31	154.18	14.66	742.42	5.64	0.48	57.42	0.41	3.88	3.70	3.60	16.06	4.13	50.84	20.73	110.89	289.78	75.42	16483.26	95.84	394.56	834.95
AC8b_Zrn-31	383.19	84.68	2.29	1016.17	3.46	0.00	15.19	0.05	1.50	5.22	0.35	27.08	8.41	101.39	35.19	154.18	238.52	46.16	10646.15	36.00	163.93	394.26
AC8b_Zrn-32	706.40	327.14	4.26	2511.59	11.58	0.97	18.70	0.95	6.63	11.16	3.79	51.27	19.73	220.66	86.71	411.84	729.63	150.40	8974.26	27.61	118.91	211.26
AC8b_Zrn-33	-7.64	192.79	10.86	731.06	1.86	0.02	3.22	0.11	0.64	1.34	0.54	9.23	3.82	53.24	22.02	125.71	357.42	87.39	15043.62	86.33	65.64	590.22
AC8b_Zrn-34	2332.02	360.27	12.84	3100.37	1.28	0.00	2.89	0.07	1.44	4.61	0.49	37.87	17.30	242.95	101.32	515.97	991.51	200.50	13350.09	21.12	46.69	205.95
AC8b_Zrn-35	-69.11	158.47	10.01	580.67	1.31	0.11	7.10	0.26	2.81	3.71	1.25	16.28	4.38	51.78	17.55	83.08	164.35	36.47	13771.43	100.13	175.63	800.05
AC8b_Zrn-36	108.96	145.58	5.18	1032.73	7.43	0.01	23.90	0.06	1.31	2.21	0.75	15.59	5.52	78.29	31.37	168.50	377.57	84.06	11478.98	1.90	357.34	597.68
AC8b_Zrn-37	-133.83	120.35	6.28	899.40	7.09	0.07	30.60	0.08	1.02	2.06	0.57	13.07	5.07	67.08	27.22	142.98	326.27	73.97	12294.22	2.72	711.54	1029.17
AC8b_Zrn-39	1009.30	264.32	20.02	2017.28	1.59	0.05	2.43	0.29	4.09	7.72	1.05	44.14	16.56	193.10	67.07	285.03	443.65	84.03	12841.62	40.06	64.33	368.24
AC8b_Zrn-40	-359.98	238.26	31.95	1735.60	5.67	0.25	80.00	0.34	4.50	8.53	2.31	39.86	12.98	151.67	56.79	271.13	468.12	96.29	9663.28	15.40	165.59	86.71
AC8b_Zrn-41	1022.83	262.87	21.29	1126.40	3.22	0.67	28.69	0.67	4.84	5.62	3.12	25.45	8.58	102.95	36.50	168.45	312.10	63.51	11436.07	164.42	499.62	1215.71
AC8b_Zrn-42	929.02	209.79	6.29	1846.03	1.04	0.02	1.12	0.08	0.98	2.92	0.19	27.65	11.01	151.69	59.97	309.30	556.42	113.18	13376.25	105.89	60.77	318.49

AC8b_Zrn-91	8107.77	164.38	4.55	1643.73	7.26	2.67	42.48	1.46	10.24	5.68	0.91	28.16	9.31	137.65	54.67	275.29	503.84	104.73	11473.71	28.58	91.32	213.00
AC8b_Zrn-93	-3971.24	169.41	7.27	764.61	2.03	0.25	25.54	0.26	2.07	3.39	1.80	16.56	6.06	64.99	25.63	119.82	227.17	47.23	10197.82	40.27	79.73	122.14
AC8b_Zrn-94	13576.84	250.27	30.20	2801.98	1.09	0.20	2.39	0.52	6.50	10.18	2.02	53.50	21.50	265.20	91.08	400.83	639.99	122.09	12395.49	65.63	32.43	386.81
AC8b_Zrn-95	6185.74	173.35	104.00	1567.24	3.39	1.51	18.68	0.66	4.04	3.93	1.08	26.71	8.94	127.71	50.76	241.85	464.75	97.16	9013.05	20.01	136.48	188.78
AC8b_Zrn-96	336.14	157.66	19.02	1060.22	1.41	0.32	34.68	0.48	5.77	12.76	5.64	40.74	10.71	116.05	33.12	134.01	215.36	39.21	9159.11	21.42	114.39	108.44
AC8b_Zrn-97	10100.97	354.34	268.67	2137.99	4.32	0.11	11.59	0.65	4.19	15.57	6.27	46.62	16.07	173.64	65.33	270.61	579.99	120.81	12824.13	148.38	29.06	173.64
AC8b_Zrn-98	31765.74	270.39	21.74	6133.87	3.23	8.02	37.92	3.66	27.59	30.81	10.68	124.03	45.95	557.33	190.00	919.03	1488.54	276.86	12292.74	104.01	262.46	773.05
AC8b_Zrn-99	15300.14	136.44	1.95	1110.22	5.56	1.64	37.51	0.82	4.79	3.44	0.98	15.10	5.95	76.91	34.24	184.77	458.07	106.91	10393.39	50.04	225.30	408.86
AC8b_Zrn-100	1255.58	179.58	10.51	372.65	0.68	0.16	23.65	0.49	5.50	7.23	3.33	20.61	4.85	42.67	11.97	45.08	62.24	11.87	10130.17	20.32	230.35	245.67

Conteo modal de láminas delgadas

Conteo de puntos																	
Muestra	Pl	Kfs	Qz	Bt	Amp	Ser	Chl	Cpx	Ttn	Cal	Aln	Tur	Opq	Huecos	Total		
AC1_A	510	23	219	103	111	13	7					1	3	10	1000		
AC1_B	510	44	12	57	372	3	1						1		1000		
AC4_A	545	14	20	97	274	1	9							40	1000		
AC4_B	565	37	35	103	228	11	20			1					1000		
AC6_A_1	505	95	133	55	178	7	6						17	3	1000		
AC6_B	295	145	9	67	413	3	18	15						35	1000		
AC10	401	4		1	486	1	4	1		1	1	1	1	8	1000		
AC11	434	28		113	310	23	37	12	1				1	41	1000		

Diagrama multielemental tipo “Spider” con valores normalizados con respecto al manto primordial de Sun y McDonough (1989).



*Los cuadros verdes representan un promedio para rocas típicas de arco continental (Rudnick & Fountain, 1995).

Tabla comparativa de características geoquímicas y petrográficas en apinitas y en la suite intrusiva Acatita.

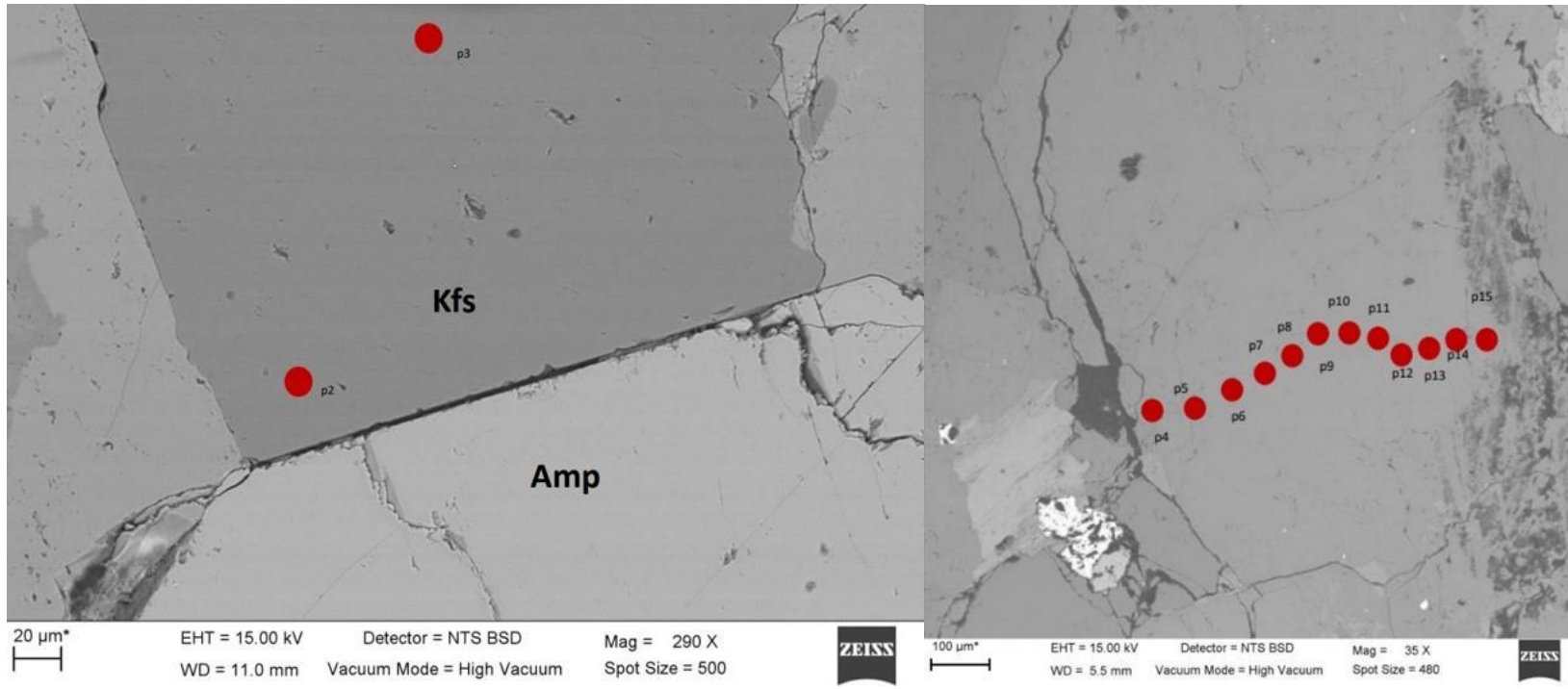
Características	Apinitas (Murphy, 2020; Bea <i>et al.</i> , 2021)	Suite intrusiva Acatita
Fenocristales de Hbn-Mg idiomórfico (color verde-marrón)	✓	✓
Texturas de descompresión (e.g. en peine)	✓	✓
Anomalías (-) de Nb y Ti	✓	✓
Enriquecimiento de LILE y LREE y empobrecimiento de HREE y HFSE	✓	✓
Firma calcoalcalina de bajo K o shoshonítica	✓	✓
MgO (%)	5.9-8.6	3.36-8.05
K ₂ O (%)	2-2.5	0.62-2.97
Ba (ppm)	491-670	165-1170
Sr (ppm)	315-1009	441-626
Cr (ppm)	150-180	20-460
Ni (ppm)	52-80	10-91
V (ppm)	79-462	153-431

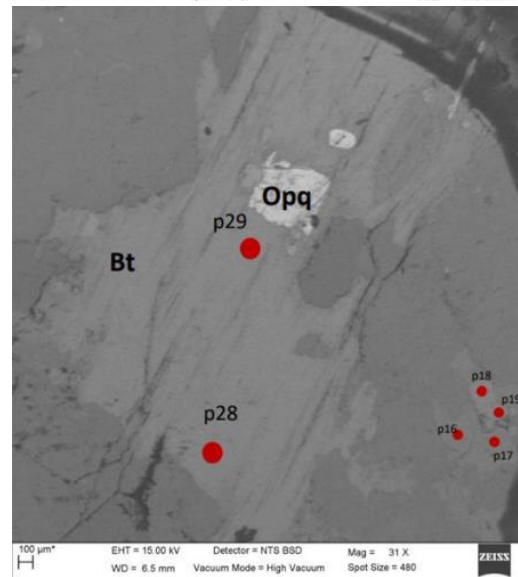
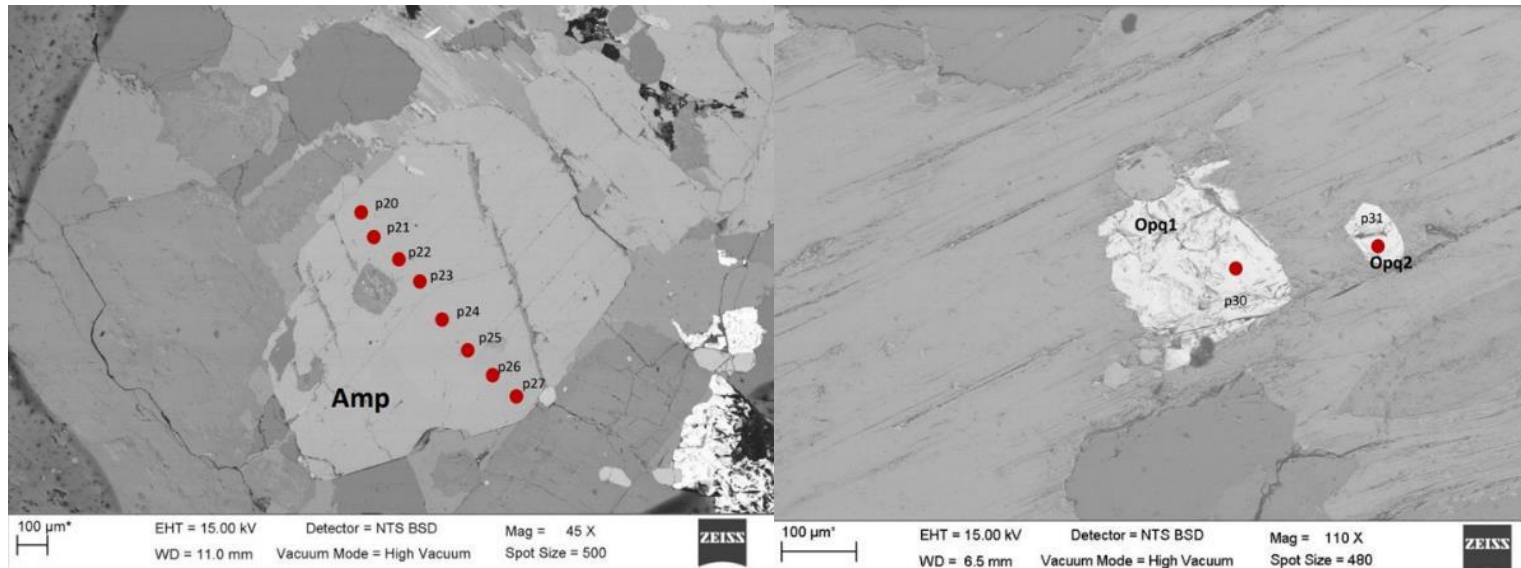
Análisis de microsonda electrónica

Punto	Na ₂ O	SiO ₂	MnO	K ₂ O	MgO	FeO	CaO	Al ₂ O ₃	NiO	BaO	SrO	TiO ₂	Total
Std-PI-1	4.314	54.286	0.002	0.424	0.11	0.355	11.568	28.142	0.001	0.041	0.064	0.085	99.392
Std-PI-2	4.292	54.415	0.005	0.44	0.138	0.385	11.854	28.127	0.017	0.012	0.063	0.09	99.838
Std-PI-3	4.444	54.148	0.011	0.427	0.151	0.379	11.813	28.772	0	0.042	0.07	0.069	100.326
AC1_A-p2	0.046	102.809	0.01	0.016	0.004	0.029	0.005	0.005	0.011	0	0.049	0	102.984
AC1_A-p3	0	102.658	0.011	0.009	0	0.002	0	0.008	0	0.019	0.051	0.014	102.772
AC1_A-p4	7.605	60.734	0.026	0.251	0	0.083	4.895	22.106	0.021	0.015	0.053	0.004	95.793
AC1_A-p5	6.764	58.922	0.006	0.374	0.021	0.221	7.9	25.559	0.01	0.054	0.051	0	99.882
AC1_A-p6	6.764	58.618	0.007	0.365	0.019	0.208	7.977	25.94	0	0	0.061	0.03	99.989
AC1_A-p7	6.427	57.62	0.011	0.33	0.011	0.238	8.834	26.277	0.006	0.028	0.059	0.015	99.856
AC1_A-p8	6.124	57.523	0.011	0.285	0.041	0.206	8.989	26.299	0.007	0.05	0.061	0.019	99.615
AC1_A-p9	5.892	56.613	0.001	0.345	0.012	0.251	9.272	27.165	0	0.053	0.053	0.011	99.668
AC1_A-p10	5.837	55.201	0.02	0.373	0.011	0.248	9.487	27.753	0.004	0.072	0.054	0.016	99.076
AC1_A-p11	5.58	55.595	0.038	0.309	0.019	0.262	10.192	28.051	0.005	0.014	0.051	0.007	100.123
AC1_A-p12	5.673	55.039	0.02	0.297	0.017	0.233	9.891	28.189	0	0.077	0.061	0	99.497
AC1_A-p13	6.461	57.332	0.013	0.383	0.014	0.215	8.573	27.023	0.003	0.02	0.055	0.012	100.104
AC1_A-p14	5.98	54.775	0	0.341	0.005	0.267	9.467	28.133	0	0.085	0.045	0	99.098
AC1_A-p15	5.816	53.392	0.017	0.334	0.014	0.271	9.736	28.766	0.024	0.047	0.063	0.009	98.489
AC1_B-p1	6.493	57.053	0.001	0.288	0.008	0.15	7.868	24.481	0	0	0.063	0	96.405
AC1_B-p2	5.782	53.909	0	0.192	0	0.135	9.455	28.448	0.003	0	0.061	0.003	97.988
AC1_B-p3	5.552	52.418	0	0.244	0.007	0.184	10.075	28.897	0.006	0	0.056	0.031	97.47
AC1_B-p4	5.623	52.793	0	0.262	0.012	0.194	9.63	28.752	0	0.035	0.062	0.012	97.375
AC1_B-p5	5.671	52.536	0	0.255	0.005	0.217	9.513	28.697	0.008	0.031	0.05	0.008	96.991
AC1_B-p6	5.793	56.111	0	0.237	0.016	0.153	8.915	25.542	0.022	0	0.068	0	96.857
AC1_B-p7	5.658	55.306	0.003	0.252	0	0.284	9.083	25.789	0	0.041	0.069	0	96.485
AC1_B-p8	5.975	56.629	0	0.241	0	0.257	8.027	24.907	0	0.004	0.078	0.002	96.12
AC1_A-p16	0.644	64.828	0.014	17.106	0.015	0.094	0	17.336	0	0.131	0.041	0.026	100.235
AC1_A-p17	0.949	64.128	0	17.065	0	0.028	0	17.515	0.001	0.266	0.06	0.026	100.038
AC1_A-p18	0.89	43.239	0.627	0.727	19.824	15.529	11.054	7.426	0	0.024	0.033	0.992	100.365
AC1_A-p19	1.038	42.93	0.648	0.754	19.6	15.263	11.042	7.522	0.017	0.028	0.032	0.99	99.864
Std-PI-11	4.52	54.31	0	0.449	0.15	0.415	11.532	28.459	0.002	0	0.076	0.097	100.01
Std-PI-12	4.28	54.464	0	0.409	0.124	0.428	11.799	28.398	0.017	0.014	0.074	0.077	100.084
Std-PI-13	4.469	54.531	0	0.407	0.151	0.389	11.839	28.606	0.007	0.027	0.087	0.062	100.575
Minimum	0	42.93	0	0.009	0	0.002	0	0.005	0	0	0.032	0	95.793
Maximum	7.605	102.809	0.648	17.106	19.824	15.529	11.854	28.897	0.024	0.266	0.087	0.992	102.984
Average	4.73	58.277	0.047	1.381	1.266	1.174	8.446	23.659	0.006	0.038	0.059	0.085	99.168
Sigma	2.169	12.434	0.155	4.122	4.839	3.733	3.567	8.27	0.007	0.051	0.012	0.24	1.744

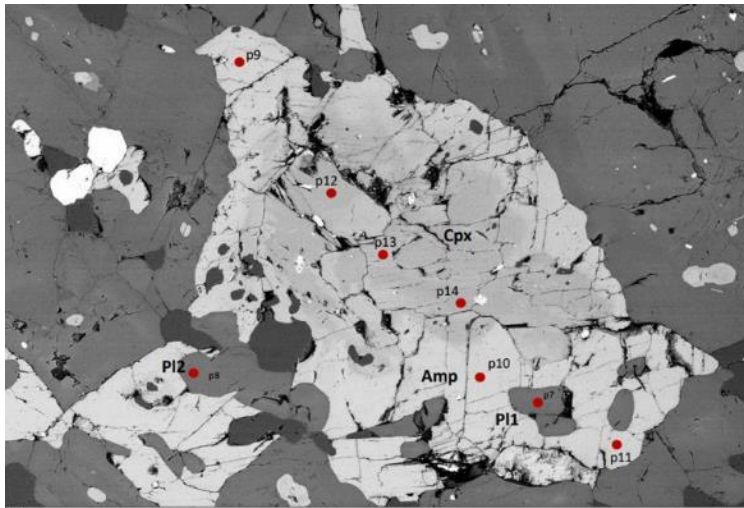
Punto	Na ₂ O	SiO ₂	MnO	K ₂ O	MgO	FeO	CaO	Al ₂ O ₃	NiO	BaO	SrO	TiO ₂	Total
Std-Kaer-11	2.429	40.216	0.163	0.476	12.433	11.941	11.615	12.321	0.013	0.159	0.065	5.44	97.271
Std-Kaer-12	2.727	40.047	0.127	0.519	12.414	11.971	11.454	12.345	0.041	0.126	0.065	5.453	97.289
Std-Kaer-13	2.694	40.503	0.149	0.497	12.458	11.808	11.433	12.436	0.015	0.153	0.055	5.468	97.669
AC1_A-P20	1.275	46.707	0.496	0.408	12.297	15.525	11.645	7.156	0	0	0.032	1.111	96.652
AC1_A-P21	1.306	46.839	0.508	0.417	12.36	14.933	11.548	7.13	0	0.037	0.029	1.468	96.575
AC1_A-P22	1.465	46.386	0.515	0.391	12.3	14.764	11.348	7.186	0.004	0.007	0.028	1.803	96.197
AC1_A-P23	1.541	46.158	0.498	0.421	12.198	15.026	11.346	7.319	0	0.001	0.022	1.839	96.369
AC1_A-P24	1.395	46.512	0.487	0.425	12.813	14.56	11.38	7.257	0	0.052	0.032	1.815	96.728
AC1_A-P25	1.392	46.312	0.51	0.447	12.592	15.188	11.243	7.343	0	0.004	0.025	1.803	96.859
AC1_A-P26	1.214	48.094	0.545	0.304	13.046	15.28	11.723	6.333	0	0.028	0.033	0.969	97.569
AC1_A-P27	1.052	47.577	0.584	0.357	12.626	15.882	11.782	6.385	0.036	0.014	0.031	0.918	97.244
AC1_B-P17	1.149	46.782	0.353	0.426	12.876	14.332	11.709	6.992	0.027	0.034	0.044	1.502	96.226
AC1_B-P18	1.442	46.189	0.359	0.397	13.028	14.09	11.476	7.163	0.014	0.07	0.032	1.777	96.037
AC1_B-P19	1.192	46.262	0.341	0.405	12.687	14.733	11.551	7.043	0.02	0.014	0.036	1.709	95.993
AC1_B-P20	1.454	45.482	0.37	0.452	12.162	15.674	11.558	7.247	0.033	0.028	0.033	1.786	96.279
AC1_B-P21	1.069	47.539	0.388	0.349	12.926	15.233	11.662	6.479	0	0	0.03	0.803	96.478
AC1_B-P9	1.288	47.363	0.468	0.395	12.253	15.768	11.498	6.964	0.017	0	0.035	1.346	97.395
AC1_B-P10	0.999	46.853	0.38	0.386	12.339	15.668	11.837	6.968	0.028	0.048	0.02	1.652	97.178
AC1_B-P11	1.232	46.095	0.481	0.436	11.998	16.111	11.592	6.949	0.012	0.015	0.027	1.508	96.456
AC1_B-P12	0.303	54.592	0.535	0.047	16.382	11.397	11.498	1.109	0.025	0	0.041	0.102	96.031
AC1_B-P13	0.242	52.487	0.32	0.136	15.167	12.134	12.431	2.989	0.022	0	0.033	0.328	96.289
AC1_B-P14	0.159	54.152	0.396	0.079	16.398	10.634	12.323	1.5	0	0.001	0.036	0.181	95.859
Std-Anf-11	2.671	40.055	0.146	0.453	12.357	11.768	11.537	12.322	0.002	0.152	0.061	5.411	96.935
Std-Anf-12	2.631	40.018	0.193	0.479	11.773	12.755	11.176	12.721	0.042	0.114	0.062	5.364	97.328
Std-Anf-13	2.506	39.891	0.179	0.442	12.312	11.541	11.44	12.234	0.012	0.138	0.058	5.384	96.137
AC1-A-Bt-P28	0.206	36.772	0.377	4.32	11.593	18.673	0.007	12.962	0	0.422	0.023	3.872	89.227
AC1-A-Bt-P29	0.118	37.946	0.418	4.372	11.957	18.649	0.013	13.403	0.009	0.364	0.022	4.207	91.478
AC1_B-Bt-P15	0.086	37.332	0.25	4.288	12.311	17.711	0	12.999	0.022	0.175	0.02	3.466	88.66
AC1_B-Bt-P16	0.04	37.45	0.204	4.405	12.222	17.8	0	13.189	0.004	0.163	0.028	3.508	89.013
Minimum	0.04	36.772	0.127	0.047	11.593	10.634	0	1.109	0	0	0.02	0.102	88.66
Maximum	2.727	54.592	0.584	4.405	16.398	18.673	12.431	13.403	0.042	0.422	0.065	5.468	97.669
Average	1.285	44.78	0.37	0.929	12.768	14.536	9.994	8.429	0.014	0.08	0.036	2.483	95.704
Sigma	0.841	4.853	0.14	1.396	1.177	2.218	4.075	3.531	0.014	0.106	0.014	1.813	2.573

Imágenes SEM, muestra AC1_A

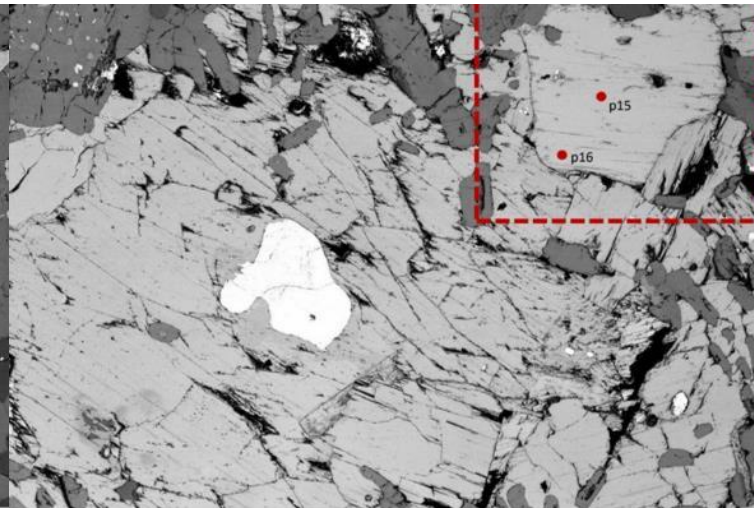




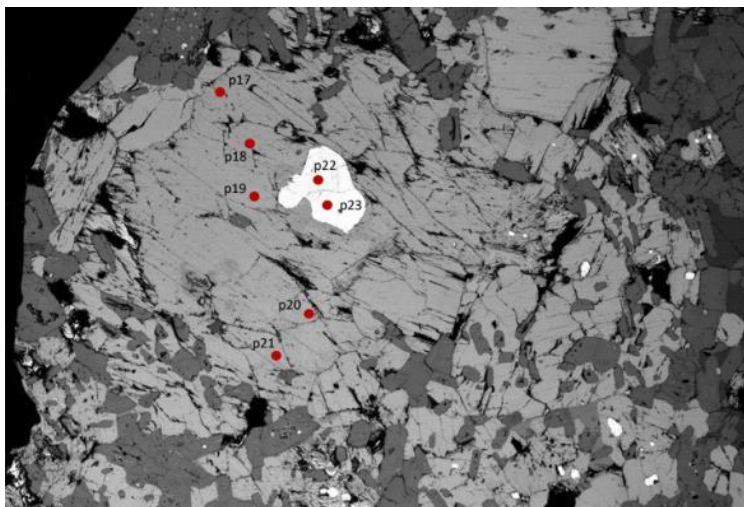
Imágenes SEM, muestra AC1_B



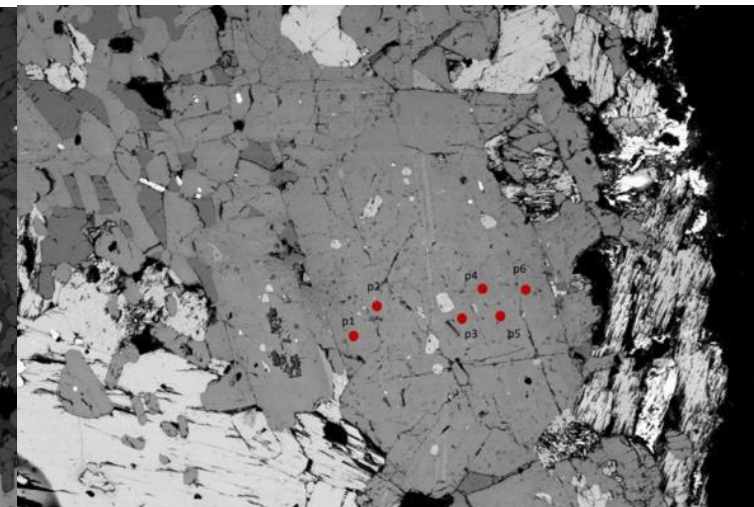
100 μm* EHT = 15.00 kV Detector = NTS BSD Mag = 80 X
 WD = 10.0 mm Vacuum Mode = High Vacuum Spot Size = 550



100 μm* EHT = 15.00 kV Detector = NTS BSD Mag = 50 X
 WD = 10.0 mm Vacuum Mode = High Vacuum Spot Size = 550



200 μm* EHT = 15.00 kV Detector = NTS BSD Mag = 33 X
 WD = 10.0 mm Vacuum Mode = High Vacuum Spot Size = 550



100 μm* EHT = 15.00 kV Detector = NTS BSD Mag = 50 X
 WD = 10.5 mm Vacuum Mode = High Vacuum Spot Size = 550