



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE  
MÉXICO

*Facultad de Ingeniería*

**Geología y Geocronología de la Isla San  
Juanito, Archipiélago de las Islas Marías,  
Nayarit, México.**

T E S I S

Que para obtener el título de:

*Ingeniero Geólogo*

P R E S E N T A N

Antonio Peralta Miranda  
Lizbeth García Pérez

Dirigida por:  
Dr. Peter Schaaf

México, D.F., Mayo de 2013



## **Agradecimientos**

Este trabajo es el resultado del esfuerzo, dedicación y compromiso de un gran equipo de trabajo es por ello que dedicamos:

Esta tesis se pudo realizar gracias al apoyo económico: Proyecto DGAPA-PAPITT subsidio IN122509 e IN113012 en PS.

A la Universidad Nacional Autónoma de México por darnos la oportunidad de iniciar y concluir una carrera profesional.

A la Armada Marina de México en especial a la estación Mazatlán, a la SEMARNAT, dirección penal Islas Marías y a la SSP por todo el apoyo, compromiso y cuidados que tuvieron durante nuestra estancia en las islas.

Al Dr. Peter Schaaf, director de ésta tesis, por proporcionarnos la oportunidad de formar parte de su equipo de trabajo, por sus enseñanzas, apoyo, paciencia y dedicación en el proceso de elaboración y conclusión de ésta tesis.

*Al LUGIS, Instituto de Geofísica:*

Al Ing. Teodoro Hernández por guiarnos en todo momento, quien nos facilitó las herramientas necesarias en el LUGIS, por toda su ayuda, motivación y amistad incondicional a lo largo de esta etapa en nuestras vidas. A la Maestra Gabriela Solís por sus observaciones oportunas. A Daniel Villanueva por su ayuda en el trabajo de laboratorio, especialmente en el fechamiento de circones y a Valerie Pompa por sus consejos. Al Dr. Bodo Weber por sus enseñanzas en campo y su apoyo en el fechamiento de los circones.

*A nuestros sinodales:*

Por la entrega y compromiso de revisar este trabajo y realizar sus valiosas observaciones para la mejora de éste trabajo.

Alfredo Victoria por brindarnos su amistad, confianza y la oportunidad de trabajar con él, por sus consejos y pláticas motivadoras.

Roberto Maldonado por las recomendaciones para mejorar este trabajo, por compartir sus conocimientos en clase y experiencias en campo.

Enrique González Torres por tener el compromiso en su orientación y aportaciones a este trabajo.

*Al Instituto de Geología:*

A el Dr. Gustavo Tolson, Dr. Malpica y Dr. Luis Silva(j) quienes nos brindaron la oportunidad y confianza de trabajar en el museo de Geología en una etapa crítica e importante de nuestra trayectoria escolar, además de sus enseñanzas dentro y fuera del ámbito académico.

Al Dr. José Luis Sánchez Zavala por resolvernos dudas, por sus comentarios y sabios consejos.

Al Ing. Javier Mancera y al Ing. Juan Carlos Correa (los lagartijos) por confiar en nosotros y otorgarnos la primera oportunidad de entrar al ámbito profesional, por su apoyo y amistad incondicional.

A Todos ustedes Muchas Gracias

## **Agradecimientos de Toño**

A la UNAM y Facultad de Ingeniería que me dieron la oportunidad de ser parte de esta comunidad.

A mis padres, Antonio y Reyna, que sin su apoyo, cariño y paciencia no hubiera logrado nada, les agradezco haberme heredado una educación profesional. A mis hermanos, Zuri, Oli, David y Mauri, con quienes crecí y he aprendido toda mi vida, y que ahora veo finalizado uno de mis más grandes objetivos al lado de ellos. Los quiero.

A Lizzy, quien ha estado conmigo desde el inicio de la carrera y hasta ahora, apoyándome, motivándome y siendo una gran amiga y compañera incondicional, y que hoy cumplimos otra meta juntos. Te quiero y te agradezco tus insolencias.

Al LUGIS, Dr. Peter, Ing. Teo, Mtra. Gabriela, Daniel, Valerie.

A mis profesores, los cuales me motivaron y a quienes les debo los conocimientos adquiridos, especialmente a los que me inspiraron a continuar en el mundo de la geología: Dr. Gustavo Tolson, Mtra. Gabriela Solís, Dra. Elena Centeno, Dr. Gilberto Silva, Dra. Claudia Mendoza, Dr. Dante Morán, Ing. Castrejón, Dra. Buitrón, Dra. Silvia, Ing. Alfredo Victoria, Dr. Espriú, Dr. Malpica.

A amigos y compañeros con quienes compartí grandes momentos en la carrera: Tavo, Wasa, Gaby, Caro, Juan Carlos, Phil, Anita, Vizu, Lalo, Danielita, Jenny, Selene, Axél, Orestes, Mariana, los tres David's (el alto, güero, Goiz), Jorge, Juanete, Javier, a la brigada de campo: Campechito, Adriana, Alonso, Gloria, con los que aprendí mucho de geología y convivencia. A amigos de la infancia Efraín, Fabián, Luis Javier, Crisanto, Lupita, Lulú, Fernando, Felipe, Enrique, Yareli, Eloy, Karen y Chimal, que siempre estuvieron para apoyarme en todo.

Gracias.

## **Agradecimientos de Liz**

Cuando era niña soñaba en cómo sería el momento en que concluiría la universidad, y en estos instantes siento una inmensa felicidad por ver cumplido un sueño que ahora es una realidad en mi vida y todo esto se lo debo a todos y cada uno de ustedes, ya que sola no lo hubiera logrado es por ello que quiero dedicarles este trabajo (y ese sueño no puedo ser mejor).

A la UNAM y a la Facultad de Ingeniería por cobijarme en este mundo del saber.

Al Instituto de Geofísica de la UNAM por la beca proporcionada durante un año para la realización de esta tesis.

A mis Padres: Juan García y María Eugenia, por todo su apoyo, confianza, cariño, así como también por brindarme la oportunidad de estudiar y de regalarme el mundo, LOS AMO infinitamente gracias.

A mis hermanos: Fer por ser mi confidente, amigo y cómplice, Gordo (Juan Luis) por cuidarme y respaldar en todo momento a ti Crisito que a pesar de todo eres mi hermano, deseo que sigamos siendo compañeros de toda la vida compartiendo cada momento, no los cambiaría por nada.

A mis papás grandes: Rafael Pérez Domínguez por ser mi guía y maestro en este camino, a mi Mamá Grande (Juanita) por ser mi confidente, amiga y centinela de toda la vida.

A mis tíos: a ti Titi por abrirme los ojos e impulsar mi educación, a ti Gualu por ser una complice, a mi tía Trini por ser ejemplo de mujer trabajadora y comprometida con su familia, a mis princesas Pili, Nesi, Tita y Xime.

A ti Tonho (leperito), gracias por tu sosiego, apoyo, ironía y por todos y cada uno de los momentos que hemos compartido juntos, no tengo palabras para expresar lo agradecida que me siento por todo lo que has hecho por mí, por fin hemos cerrado un capítulo más juntos (sabes que no es una insolencia!!!) Te quiero mucho Chaguis!!.

Al LUGIS, Dr. Peter, Mtra. Gaby, Ing. Teo, Dr. Bodo, Daniel y Valerie, fue un placer trabajar con ustedes en campo.

A mis maestros que me han brindado las herramientas necesarias para enfrentarme a este nuevo reto que es el ambiente laboral, Dra. Claudia Mendoza, Mtra. Gabriela Solís, Dra. Elena Centeno, Dra. Buitrón, Dra. Silvia que son ejemplo de mujeres emprendedoras, Dr. Gustavo Tolson, Dr. Gilberto Silva, Dr. Dante Morán, Ing. Castrejón, Ing. Alfredo Victoria, Dr. Espriú, Dr. Malpica que son inspiración en todo momento.

A mis amigos por toda esta convivencia durante esta grata experiencia que es estar en la universidad a ti Mony por tu apoyo todo este tiempo, Caro y Gaby gracias por la convivencia diaria, Anita, Jazmín, Dany, Selene, Mariana, Jenny, Axél, Tavito por hacer los días divertidos, Memo, Rasta (Mario), Orestes, Cholo (Jorge), Vizu, Juan(Wini), Lalo, Juan Carlos, Phil, Wasita por abrirnos las puertas de tu casa, a los David's (Güero, Goiz y Alto) a toda la banda Stone por esas noches de estudio, a mi brigada de campo Adri, Juan (Campechito), Gloria, Alonso, en verdad fue una muy buena experiencia de sobrevivencia, a mi romie Pakito por hacer los días más ligeros, y por supuesto que también a ustedes Capi, Chepe, Serranito, Mando, Mijo, Jonh, Javi, Teutle, profe Canito.

A ti Nayver por ser esa motivación creer que lograría cumplir este sueño, gracias por ser esa luz en mis días oscuros, Flakito gracias por la paciencia y confianza que hasta ahora me has brindado sigamos caminando juntos.

A mi mejor amiga Yokito gracias por tus consejos llegaste en el momento perfecto (te quiero Changa y bailen sin César!!!). Adry gracias por todo ese apoyo que me brindaste en esas largas jornadas de trabajo. A mis amigos y compañeros de toda la vida, Ion, Obrien, Morf y Jany saben que los quiero mucho, Pekeñita, Kay, Weri, gracias por todos eso momento que hemos compartido juntas y a todos aquellos con los que compartí gratos momentos en las aulas durante toda mi trayectoria escolar.

---



---

**ÍNDICE**

	Pág.
<b>ÍNDICE</b> .....	i
<b>RESUMEN/ABSTRACT</b> .....	v
<b>CAPITULO I Introducción</b> .....	1
I.1 Generalidades .....	2
I.2 Objetivos.....	5
<b>Capítulo II Antecedentes</b> .....	6
II.1 Estratigrafía Regional.....	6
II.1.1 Trabajos Previos.....	6
<b>CAPÍTULO III Métodos analíticos</b> .....	14
III.1 Trabajo de Gabinete.....	14
III.2 Trabajo de Campo.....	15
III. 3 Trabajo de Laboratorio.....	15
III. 3.1 Petrografía.....	15
III.3.2 Técnicas de separación de minerales pesados.....	17
III.3.3 LA-MC-ICPMS (Laser Ablation Multi Colector Inductivel.....	24
<b>CAPÍTULO IV Marco Geológico</b> .....	26
IV.1 Geología.....	26
IV.1.1. Unidades Geológicas.....	27
IV.2 Geología Estructural.....	48
IV.2.1 Análisis Estructural.....	48
<b>CAPÍTULO V Geocronología</b> .....	54
V.1 Introducción.....	54
V. 2 Radiactividad.....	54
V. 2. 1 Modelos de Decaimiento.....	55
V. 2. 2 Decaimiento Radiactivo.....	58
V. 3 Método U-Pb.....	60
V. 3. 1 Diagrama la concordia.....	61
V. 3. 2 El Circón.....	62
V. 4 Resultados.....	64
<b>CAPÍTULO VI Discusión y Conclusiones</b> .....	80
VI. 1 Discusión.....	80
VI. 2 Conclusiones.....	81
<b>BIBLIOGRAFÍA</b> .....	84
<b>Anexo A Petrografía</b> .....	A
<b>Anexo B Mapa Geológico</b> .....	B
<b>Anexo C Localización del muestreo</b> .....	C

---



---

**Relación de Figuras**

	<b>Pág.</b>
<b>Figura I.1.</b> Isla San Juanito, tiene un área de poco menos de 8 km <sup>2</sup> , al oeste se localiza el islote el Morro.	2
<b>Figura I.2.</b> Localización y relación espacial del archipiélago con respecto al continente. (Modificada de Google, INEGI, 2012).	2
<b>Figura I.3.</b> Orientación NW-SE del archipiélago, modificado de GoogleEarth, INEGI, 2013.	5
<b>Figura II.1.</b> Comparación de las columnas estratigráficas del área de estudio descrito por Chiñas (1963) y Pompa-Mera <i>et al.</i> (2013), (edades consultadas de: International Commission on Stratigraphy, 2009).	7
<b>Figura II.2.</b> Mapa geológico y de localización (modificado después de Chiñas, 1963) muestra la ubicación de Arroyo Hondo, Camino Balleto, y Sección Playa Caleras (McCloy <i>et al.</i> , 1988).	9
<b>Figura II.3.</b> Mapa Geológico de la Isla María Madre, Archipiélago de las Islas Marías, Nayarit, México, (tomado de Pompa-Mera <i>et al.</i> , 2013).	13
<b>Figura III.1.</b> Toma de Fotomicrografías, con una cámara marca OLYMPUS, en el microscopio estereoscópico marca OLYMPUS B201 modelo SZX-ILLD100.	16
<b>Figura III.2.</b> Quebradora de quijadas, proporciona tamaños de grano aproximado de 1 a 2mm.	17
<b>Figura III.3.</b> Separación de minerales por decantación. a) Se agita la mezcla en forma circular formado un vórtice, b) inmediatamente sin dejar que se sedimente por completo, se vierte el líquido en otro recipiente.	19
<b>Figura III.4.</b> Turbidez en la mezcla por decantación.	19
<b>Figura III.5.</b> Separación de minerales por batéo.	20
<b>Figura III.6.</b> Cantidad de muestra para separación manual en cajas petri.	21
<b>Figura III.7.</b> Separación de minerales por líquidos pesados.	21
<b>Figura III.8.</b> Separación manual de minerales.	23
<b>Figura III.9.</b> Concentrado de mineral puro (circónes) de cada una de las muestras estudiadas por el método U-Pb.	23
<b>Figura III.10.</b> Fotografía de Catodoluminiscencia, morfologías de los cristales de Circón.	25
<b>Figura IV.1.</b> Vista panorámica desde la Isla María Madre al noroeste hacia la Isla San Juanito, además se observa el islote el "El Morro".	26
<b>Figura IV.2.</b> Esquisto de muscovita, afloramiento al este de la isla.	29
<b>Figura IV.3.</b> Esquisto de mica (muscovita), se observan crenulaciones y bandas leucocráticas formadas por las acumulaciones de cuarzo.	20
<b>Figura IV.4.</b> Se observan las bandas leucocráticas, así como las motas de ferromagnesianos.	30
<b>Figura IV.5.</b> Contacto discordante de la metacaliza (MTC) y el sienogranito (GrR).	31
<b>Figura IV.6.</b> Milonita, su disposición geométrica se asemeja a un dique.	32
<b>Figura IV.7.</b> Brecha volcánica en campo, con clave de muestra SJ-10-01.	33

<b>Figura IV.8.</b>	Sienogranito (SJ-10-07), está fuertemente fracturado aflora hacia el oeste.	34
<b>Figura IV.9.</b>	Islote el Morro, forma parte del sienogranito. Tiene una altura máxima 60 m.	35
<b>Figura IV.10.</b>	Afloramiento del monzogranito en la zona este de la isla.	36
<b>Figura IV.11.</b>	Afloramiento del Monzogranito, zona este de la Isla San Juanito.	37
<b>Figura IV.12.</b>	Contacto entre el a) dique cuarzo-feldespático (SJ-11-07) y b) dique fenodácítico (SJ-11-08).	38
<b>Figura IV.13.</b>	Conglomerado polimigtico, clastos de hasta 20 cm de diámetro en su eje mayor.	39
<b>Figura IV.14.</b>	Se observa la amplitud del afloramiento del conglomerado La Punta y su contacto con el dique cuarzo feldespático.	40
<b>Figura IV.15.</b>	Conglomerado polimígtico, en el que se distinguen los clastos que conforman el conglomerado, pica mide aproximadamente 30cm.	40
<b>Figura IV.16.</b>	División de la secuencia sedimentaria, “ <i>secuencia Ojo de Buey</i> ”, 1) “ <i>secuencia Ojo de Buey inferior</i> ”, 2) “ <i>secuencia Ojo de Buey superior</i> ”, camino a playa Caleras.	41
<b>Figura IV.17.</b>	Facies OBb, a OBe de la secuencia de plataforma de las interpretaciones de McCloy <i>et al.</i> (1988).	43
<b>Figura IV.18.</b>	Simbología de la columna estratigráfica “ <i>secuencia Ojo de Buey</i> ”.	44
<b>Figura IV.19.</b>	Columna estratigráfica de la “ <i>secuencia Ojo de Buey</i> ”, sección medida en Camino a Playa Caleras, Isla María Madre.	44
<b>Figura IV.20.</b>	Afloramiento en la Isla San Juanito <i>secuencia de areniscas- lutitas (sec Ar-Lut)</i> en contacto discordante con el conglomerado polimígtico (Cg Plm). Se observa ligero vasculamiento.	45
<b>Figura IV.21.</b>	Se puede observar la dimensión de las acumulaciones en la línea de costa, principalmente fragmentos coralinos.	46
<b>Figura IV.22.</b>	Columna estratigráfica de la Isla San Juanito	47
<b>Figura IV.23.</b>	Contexto tectónico estructural de las Islas Marías, tomada de Pompa –Mera <i>et al.</i> (2013).	48
<b>Figura IV.24.</b>	Medición de datos estructurales en la unidad de granito gris-monzogranito, Isla San Juanito	49
<b>Figura IV.25.</b>	Diagrama de roseta, presenta la mayor concentración de datos con un 34% de los valores, Esquisto de muscovita.	50
<b>Figura IV.26.</b>	Los puntos que se observan son líneas de charnela. La línea punteada es el plano promedio que las contiene. Esquisto de muscovita.	50
<b>Figura IV.27.</b>	Diagrama de roseta para el granito gris (monzogranito).	51
<b>Figura IV.28.</b>	Diagrama de Wulff, planos de fractura del granito gris (monzogranito).	52
<b>Figura IV.29.</b>	Se observa cómo se encuentra fuertemente fracturada la unidad.	52
<b>Figura IV.30.</b>	Diagrama de roseta para el granito rosa (sienogranito SJ-10-07), los esfuerzos principales están orientados NE-SW.	53

<b>Figura IV.31.</b>	Red estereográfica de Wulff, círculos mayores de fracturamiento del granito rosa (sienogranito SJ-10-07).	53
<b>Figura V.1.</b>	Tres tipos de decaimiento radiactivo.	56
<b>Figura V.2.</b>	Ejemplo del decaimiento del Uranio 238 ( $^{238}\text{U}$ ). Antes de llegar a una etapa final estable ( $^{206}\text{Pb}$ ), se producen diversos isótopos inestables en las etapas intermedias.	57
<b>Figura V.3.</b>	Diagrama teórico de la construcción de la concordia y la discordia, un modelo constante de pérdida por difusión de circones para una misma edad $T_0$ , el radio de la curva esta dado por el número de átomos, $T_0$ edad de cristalización de los cristales, $T_1$ pérdida de plomo (modificada de Allègre, 2008).	62
<b>Figura V.4.</b>	Diversos tipos y subtipos de circones y sus clasificaciones morfológicas con su correspondiente escala geotermométrica. La escala de temperatura aproximada fue propuesta por Pupin (1980) y fue ajustada por la comparación de la morfología de los circones con la temperatura aceptadas por la teoría de cristalización de rocas plutónicas y volcánicas así como de minerales. Dentro de las formas más distribuidas en las rocas ígneas endógenas y exógenas se encuentran las de tipo-S.	63
<b>Figura V.5.</b>	Fotos de Catodoluminiscencia, monzogranito (SJ-10-03), a donde se realizaron los 30 disparos (círculos amarillos).	66
<b>Figura V.6.</b>	Resultados de la edad obtenida mediante el programa TuffZirc con un error de $2\sigma$ para 24 granos del monzogranito (SJ-10-03).	67
<b>Figura V.7.</b>	Catodoluminiscencia, cristales de circón del sienogranito (SJ-10-07), círculos amarillos indican dónde se realizaron los 30 disparos. Derecha se observa los disparos 23 y 24 en un mismo cristal.	70
<b>Figura V.8.</b>	Resultados de la edad obtenida mediante el programa TuffZirc con un error de $2\sigma$ para 27 cristales del sienogranito (SJ-10-07), las barras de color blanco son descartadas del promedio, la línea verde indica la media.	70
<b>Figura V.9.</b>	Gráfica concordia del sienogranito. Se grafican las muestras de las barras en rojo de la Figura V.8 representadas con sus elipses de error $2\sigma$ .	71
<b>Figura V.10.</b>	Circones del esquistos de muscovita SJ-11-02, fotos de catodoluminiscencia, tamaños menores a $100\mu\text{m}$ , 70 mediciones.	75
<b>Figura V.11.</b>	Histograma de edades de cristales de circón del esquistos de muscovita (SJ-11-02).	76
<b>Figura V.12.</b>	Diagrama de concordia de los circones del esquistos de muscovita (relación $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{Pb}$ en las ordenadas vs $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ), con elipses de error $1\sigma$ .	77
<b>Figura V.13.</b>	Dique cuarzo-feldespático (SJ-11-08), muestra donde se realizaron los 25 disparos círculos amarillos.	78
<b>Figura V.14.</b>	Resultados de la edad de la muestra SJ-11-08, obtenida mediante el programa TuffZirc con error $2\sigma$ , las barras de color rojo representan los valores empleados para realizar la curva concordia.	79
<b>Figura V.15.</b>	Relación $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{Pb}$ en las ordenadas vs $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , extremos de 70 a 90 Ma, con elipses de error $2\sigma$ .	79

## Resumen

La Isla San Juanito está situada a 132 km al NW de San Blás, Nayarit; a 170 km al sur de Mazatlán, Sinaloa; a 180 km al noroeste de Puerto Vallarta, Jalisco; y a 360 km al sureste de Los Cabos, Baja California Sur. Pertenece al archipiélago de las Islas Marías localizado en el mar territorial del Pacífico Mexicano. El archipiélago está constituido por cuatro áreas: Isla María Madre, Isla María Magdalena, Isla María Cleofas e Isla San Juanito. Esta última es la más pequeña y ocupa un área de 8.97 km<sup>2</sup> con un eje mayor orientado N-S.

San Juanito tiene una geología variada en un área muy reducida. Aflora un complejo metamórfico, intrusionado por dos cuerpos graníticos, que a su vez está en contacto discordante con una secuencia sedimentaria de origen marino. El complejo metamórfico está constituido por tres unidades litológicas, un esquistos de muscovita y dos unidades diferenciadas texturalmente como metacaliza y una ultramilonita originada en una zona de falla. Las unidades intrusivas de origen hipabisal son unidades graníticas con variaciones en su composición y corresponden topográficamente a las zonas de mayor elevación en San Juanito. Discordantemente, se encuentra una secuencia de areniscas-lutitas que cubre la mayor parte de la isla con una relación estratigráfica de continuidad lateral con la secuencia de areniscas-lutitas encontradas en la Isla María Madre. De acuerdo a los resultados obtenidos por geocronología a partir del método U-Pb en circones de cuatro muestras, determinamos que el esquistos de muscovita forma el basamento de la isla, e incluso por su edad, puede ser considerado el basamento del archipiélago. Dicho esquistos pre-Cretácico, contiene circones detríticos con edades grenvillianas y panafricanas. En cuanto al protolito, se interpreta una edad máxima de depósito de 285 Ma.

Las unidades plutónicas (80 Ma) fechadas por el método U-Pb en circones son correlacionables con rocas de la Isla María Madre y con algunos batolitos anteriormente descritos de las costas del pacífico mexicano y el sur de la Península de Baja California. De esta manera, determinamos un basamento metamórfico para el archipiélago, denominado Complejo San Juanito y una correlación estratigráfica con las rocas plutónicas y sedimentarias de María Madre fechadas por Pompa-Mera *et al.* (2013). Así mismo, consideramos a San Juanito una extensión de la zona norte de la Isla María Madre, siendo la misma isla dividida por niveles relativamente bajos de océano.

**Abstract**

San Juanito island is located 132 km NW of San Blas naval port, Nayarit; 170 km south of Mazatlán, Sinaloa; about 180 km northwest of Puerto Vallarta, Jalisco, and 360 km southeast of Los Cabos, Baja California Sur. San Juanito island is part of the Islas Marías archipelago, located in the territorial waters of the Mexican Pacific in the mouth of the Gulf of California. Islas Marías archipelago is formed by María Madre, María Magdalena, María Cleofas and San Juanito islands. San Juanito is the smallest island and covers an area of 8.97 km<sup>2</sup> with the major axes oriented NS.

San Juanito island shows a large lithological diversity at a considerably small area with a metamorphic complex, intruded by two granitic bodies, which are in discordant contact with a marine sedimentary sequence. The metamorphic complex comprises three lithological units: a muscovite schist and two texturally separate units of metacarbonates and ultramylonites originated in a fault zone. The hypabyssal intrusives display variable compositions and correspond topographically to areas of higher elevation in San Juanito. Discordantly, a sandstone-shale sequence covers most of the island with a laterally continuous stratigraphic relationship to the sandstone-shale sequence found in María Madre island. According to the geochronological results obtained by the U-Pb method in zircons from four samples, we determined that the muscovite schist forms the basement of the island, displaying detrital zircons with pre-Cretaceous minimum ages of 285 Ma as well as Pan African and Grenvillian ages.

The plutonic units (80 Ma) can be correlated with those from María Madre and of other batholiths previously described from the Mexican Pacific coast and southern Baja California Peninsula. The metamorphic basement of San Juanito island was called by us San Juanito Complex and probably constitutes the basement of the archipelago. The plutonic and sedimentary rocks can be correlated to those from María Madre island formerly described by Pompa-Mera *et al.* (2013). We consider San Juanito as an extension of northern María Madre Island, separated only by a relatively shallow ocean passage.

## Capítulo I Introducción

El archipiélago de las Islas Marías está localizado en el Océano Pacífico, a unos 132 km al NW de la costa de San Blas, Nayarit. El área que se estudió corresponde a la Isla San Juanito, ubicada al norte del archipiélago. Realizamos una descripción geológica detallada de la isla, desarrollada en seis capítulos descritos brevemente a continuación.

### *Capítulo I*

Damos una introducción del tema a tratar en la tesis, abarcamos rasgos generales de la zona de estudio dando una breve descripción de la información existente de la Isla San Juanito.

### *Capítulo II*

En este capítulo describimos los principales trabajos previos que se han hecho en materia de geología de las islas. Debido al reducido tamaño de la Isla San Juanito, no es posible encontrar investigaciones previas específicas sin hacer referencia a las demás islas del archipiélago, por esta razón el capítulo II incluye resúmenes de las tres investigaciones (a nuestro criterio) más importantes en contenido geológico, estratigráfico y estructural referentes a las islas.

### *Capítulo III*

El método y los procedimientos analíticos utilizados en el desarrollo de la tesis se mencionan en este capítulo. Se describen de manera detallada los procedimientos que se llevaron a cabo en las etapas del proyecto, tanto en trabajo de gabinete, como el de campo y laboratorio.

### *Capítulo IV*

En el capítulo IV hacemos una descripción de las unidades geológicas que encontramos en la isla. La descripción incluye análisis estratigráfico y relaciones con otras unidades, clasificación de campo y clasificación petrográfica, así como su aspecto en el afloramiento y ubicación. Este capítulo incluye la descripción de las muestras colectadas en las expediciones de los años 2010 y 2011.

### *Capítulo V*

Se desarrolla el marco teórico del fechamiento por el método U-Pb. Se reportan los resultados de las edades obtenidos por dicho método a cuatro muestras. Las muestras se eligieron por su importancia estratigráfica, petrográfica y estructural.

### *Capítulo VI*

Por último y con el fin de aterrizar las ideas y llegar a teorías concretas, realizamos una discusión y conclusiones de la tesis, aquí se discuten los resultados y se concluye planteando las relaciones de la Isla San Juanito con las demás islas y su relación geocronológica con rocas ya estudiadas por otros autores.

## I.1 Generalidades

La Isla San Juanito está situada al NW del archipiélago. Es la más pequeña del archipiélago de las Islas Marías y ocupa un área de 8.97 km<sup>2</sup>; el eje mayor de la isla mide 6 km y está orientado N-S y el eje transversal mide 2.5 km. Las coordenadas de su punto medio son 21°45' y 106°40'30" latitud norte y longitud oeste, respectivamente (Figura I.2).

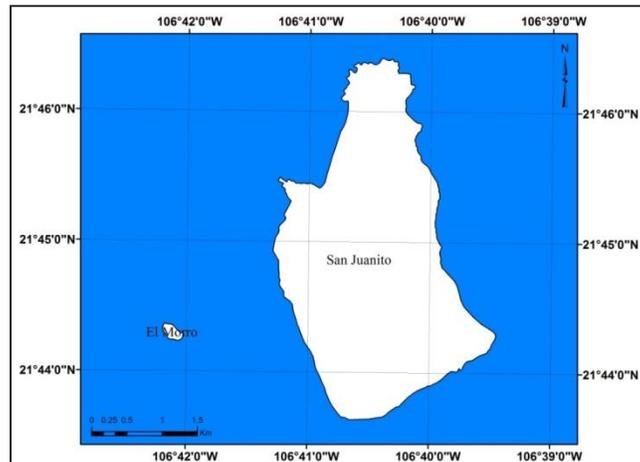


Figura I. 1 Isla San Juanito, tiene un área de poco menos de 8 km<sup>2</sup>, al oeste se localiza el islote el Morro

El archipiélago de las Islas Marías está integrado por cuatro áreas: Isla María Madre, Isla María Magdalena, Isla María Cleofas e Isla San Juanito. El archipiélago se localiza en el mar territorial del Pacífico Mexicano, a 132 km al NW de San Blas, Nayarit; a 170 km al sur de Mazatlán, Sinaloa; a 180 km al noroeste de Puerto Vallarta, Jalisco; y a 360 km al sureste de Los Cabos, Baja California Sur (Figura I.1).



Figura I. 2. Localización y relación espacial del archipiélago con respecto al continente. (Modificada de Google, INEGI, 2012).

En 1905 las Islas Marías se destinaron al establecimiento de la colonia penal federal Islas Marías. En el 2000 el archipiélago se declara como área natural protegida, con el carácter de reserva de la biósfera (DOF, 2000), que abarca una superficie de 641,284 hectáreas, incluyendo las cuatro islas y la zona marina circundante y se encuentra delimitada por el polígono cuyas coordenadas extremas se indican en la Tabla I.1 (CONANP, 2012).

Vértices	Latitud	Longitud
1	22° 04' 00" N	106° 40' 00" W
2	21° 20' 00" N	105° 54' 00" W
3	20° 58' 00" N	106° 16' 00" W
4	21° 42' 00" N	107° 03' 00" W

*Tabla I. 1 Vértices límite de la reserva de la biósfera Islas Marías (CONANP, 2012).*

Las Islas Marías constituyen un área topográfica accidentada cuyas altitudes varían desde el nivel del mar hasta los 640 msnm. Los canales que separan las islas, cuya anchura varía entre 4 y 16 kilómetros, son relativamente someros y no rebasan los 30m de profundidad. Hacia el este de las islas se extiende una plataforma somera a una profundidad promedio de aproximadamente 200m. Por el contrario, hacia el oeste del conjunto se presenta una estrecha plataforma somera que rápidamente desciende a más de 1,000m de profundidad (SEMAR, 2004).

Las Islas Marías contienen una amplia gama de ecosistemas, entre los que destacan el medio marino pelágico, playas, arrecifes, manglares y selvas que contienen la biodiversidad del archipiélago. Una de las características más sobresalientes de las islas es la presencia de numerosas especies de flora y fauna con carácter de endémicas, así como ecosistemas terrestres y marinos con una elevada riqueza biológica y en buen estado de conservación. Datos obtenidos de la estación meteorológica de la isla y con base en la clasificación de climas de García de Miranda (2004) describen en general un clima seco extremo y muy cálido con lluvias en verano (CONANP, 2012).

Debido a las condiciones geográficas de las islas, hay dos maneras de acceso, por medio de navegación aérea y marítima. La única forma de acceder por vía marina es en una embarcación de la Marina Armada de México, ya que por su carácter de penal, sólo éstos barcos tienen acceso a la isla. El acceso aéreo también es restringido, sólo algunas avionetas con permisos especiales o en caso de emergencias pueden acceder y salir de la Isla María Madre.

En la Isla San Juanito se delimitaron cinco microcuencas (CONANP, 2012) sin una red de drenaje definida, que cubren conjuntamente una superficie de 880 hectáreas. Cabe mencionar que no existen cauces principales ni poblaciones dentro de las microcuencas. (Tabla I.2).

La vegetación que predomina en la Isla San Juanito es la selva baja caducifolia o de matorral crasicale (de tallos anchos) (Casas-Andrew, 1992). El matorral crasicale está constituido por gran cantidad de especies vegetales espinosas de familias como Cactaceae, Rubiaceae, Leguminosae, etc. Las especies dominantes de vida son los arbustos de hasta cinco metros de altura, predominantemente constituida por cactáceas arbustivas. Dichas cactáceas forman una cubierta más o menos cerrada, pero sin que muchos arbustos se toquen entre sí. Las cactáceas juegan un papel importante en la fisonomía de la vegetación, y le proporcionan un aspecto peculiar y un verdor perenne (CONANP, 2012).

Clave de Cuenca	A1	A2	A3	A4	A5
<b>Ubicación</b>	NE	SE	SW	W	NW
<b>Área (ha)</b>	112.62	121.91	318.08	199.05	134.43
<b>VME miles de m<sup>3</sup></b>	230.55	218.84	538.38	336.91	253.93
<b>Dimensión</b>	0.45 x 3.35	1.50 x 0.85	2.25 x 2.5	2.00 x 1.00	1.00 x 2.00
<b>Gradiente (m)</b>	80	80	80	80	80
<b>Sentido de cauces</b>	W-E	NW-SE	NE-SW	E-W	SE-NW
<b>Red de drenaje</b>	No definida				

*Tabla I.2: Microcuencas de la Isla San Juanito, tomada de CONANP (2012).*

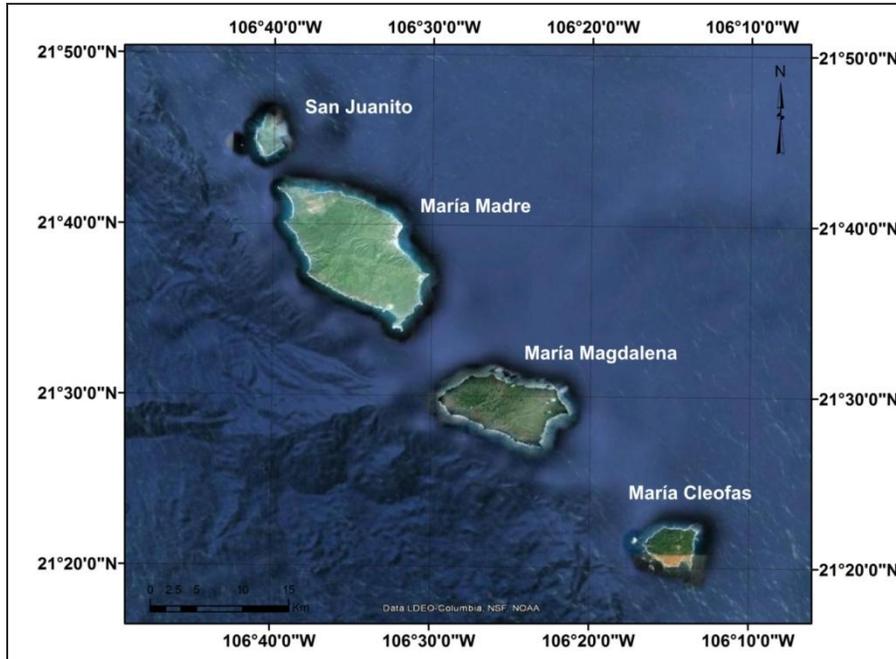
### I.1.1 Fisiografía

Según el INEGI (2012) y su división fisiográfica, las Islas Marías pertenecen a la Provincia Fisiográfica “Llanura Costera del Pacífico”, que está constituida por una llanura costera angosta y alargada cubierta en su mayor parte por los aluviones depositados por los ríos que bajan al mar desde la Sierra Madre Occidental. Todos han formado deltas en los litorales, siendo los mayores los de los ríos Yaqui y Fuerte en el norte y del río Grande de Santiago en el sur, región en donde se ha integrado, al norte de San Blas, un sistema de barras paralelas.

Las Islas Marías tienen una orientación NW-SE, presentando topografía abrupta en algunas zonas, y laderas suaves en otras (Figura I.3).

La Isla San Juanito presenta un relieve plano, con algunos altos topográficos que no exceden los 100msnm, mientras que la Isla María Madre está conformada por dos altos topográficos que exceden los 640msnm, con pendientes suaves en sus litorales. La Isla María Magdalena, cuya altitud máxima es de 550msnm presenta pendientes suaves hacia la litoral norte y más abruptas hacia el suroeste. En cuanto a la Isla María Cleofas, presenta las pendientes más abruptas del archipiélago, con una altura máxima de 350msnm en la zona suroeste y con pendientes más suaves hacia el noreste (INEGI, cartas topográficas F13C25-24-15-14 y F13C36-35). A diferencia de las otras tres islas, la Isla San Juanito es más pequeña y de relieve más bajo. Presenta más playas arenosas hacia el lado oeste, limitadas hacia tierra por una terraza de 20 a 40m de altura.

A profundidades entre 15 y 30m, el fondo está constituido por planicies arenosas con algunos bloques rocosos con pendientes pronunciadas. Hacia la parte sureste de la Isla San Juanito el fondo se caracteriza por una amplia terraza rocosa cubierta con poca arena. Los fondos de caletas de las Islas Marías están constituidos principalmente por arenas (Small, 1998).



▲ Figura I.3 Orientación NW-SE del archipiélago, modificado de GoogleEarth, INEGI, 2013.

En el extremo Noreste de la Isla San Juanito se aprecia un cambio pronunciado en la pendiente con orientación Noroeste-Suroeste donde las profundidades varían entre 300 y 660 m. En el lado Oeste del área, se presenta una plataforma somera muy estrecha, que cambia drásticamente hasta alcanzar profundidades mayores a 1,000 m (CONANP, 2012).

## I.2 Objetivos

### I.2.1 Objetivo General

El objetivo general de este trabajo es obtener información geológica de la Isla San Juanito que pueda ser correlacionable con otras zonas ya estudiadas, como Sinaloa, Baja California Sur, además de determinar su contemporaneidad o no con relación a rocas del continente.

Los objetivos centrales de este proyecto son identificación y caracterización geológica de la Isla San Juanito con base en las observaciones y descripciones petrográficas y estratigráficas.

### I.2.2 Objetivos Particulares

- Elaboración de un mapa geológico de la Isla San Juanito con base en el trabajo de campo y gabinete.
- Análisis petrográfico y descripción de unidades geológicas de la isla.
- Geocronología por el método U-Pb en zircons individuales de las rocas del basamento y rocas intrusivas.
- Establecer una columna estratigráfica que esté fundamentada en las observaciones de campo, análisis cartográfico, petrografía y geocronología.

---

## Capítulo II Antecedentes

Por su ubicación remota, las Islas Marías han sido poco estudiadas geológicamente. Existen algunos trabajos de geología y biología del archipiélago que abarcan, cartografía, estratigrafía, paleontología, geoquímica y geocronología. Para fines de esta tesis, seleccionamos los más relevantes con información de las islas y que fue utilizada para la descripción de San Juanito.

### II.1 Estratigrafía Regional

Las Islas Marías están en la región Noroeste de México, relacionadas al movimiento de la placa Rivera, que tiene un movimiento hacia el Noreste, generando las fracturas de Riviera y Clarión. Además, de su relación directa con la apertura del Golfo de California.

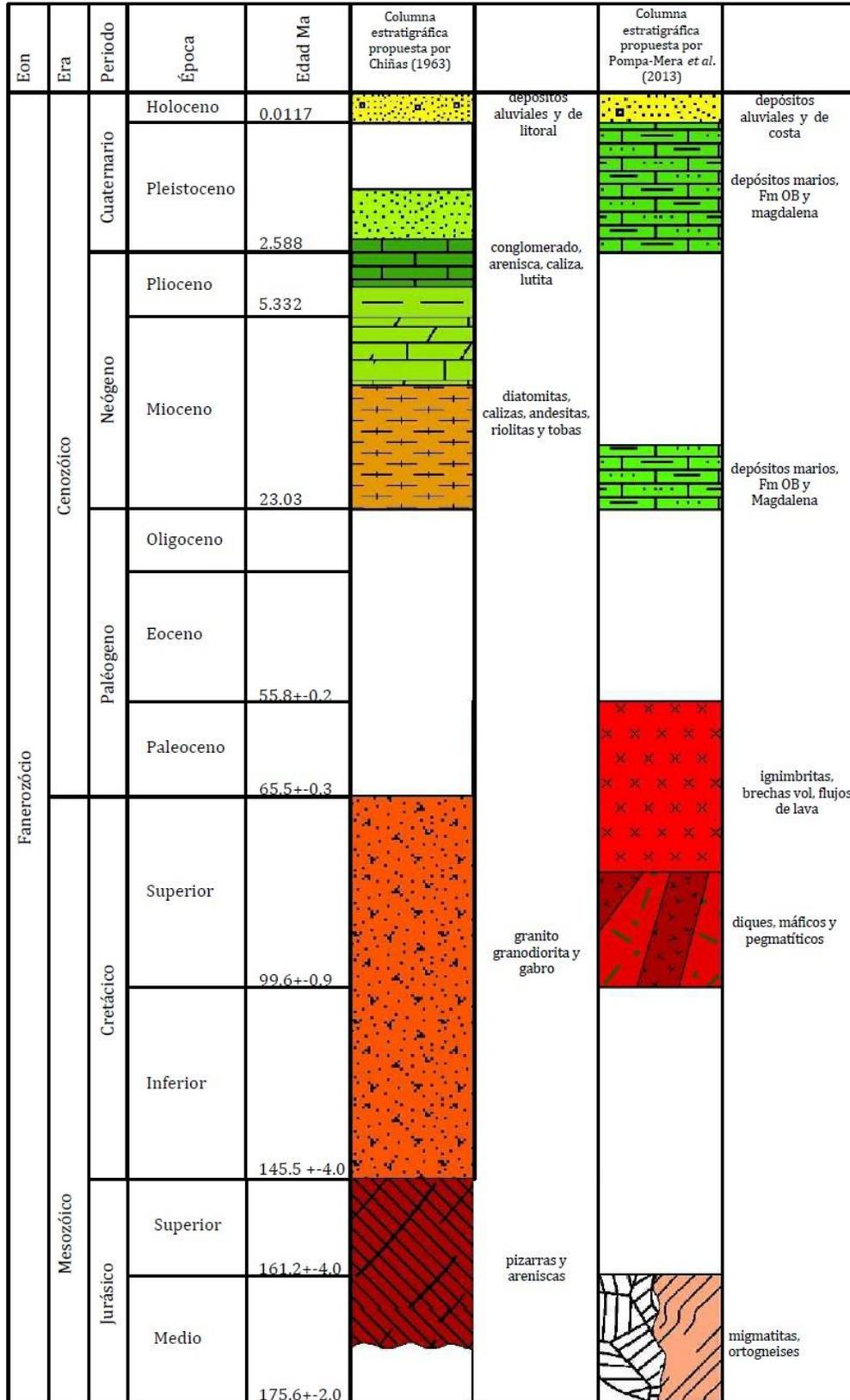
Las unidades geológicas que afloran en el área en la Isla María Madre comprenden rocas metamórficas desde el Jurásico medio hasta sedimentarias del reciente. Enseguida se describen las características principales de dichas unidades propuestas por Chiñas (1963), McCloy et al. (1988) y Pompa-Mera *et al.* (2013), (Figura II.1).

#### II.1.1 Trabajos previos

Los trabajos previos en la zona datan desde el siglo antepasado, muchos de ellos estuvieron enfocados a investigaciones de carácter biológico, paleontológico, social y ecológico. El trabajo de Chiñas (1963) es considerado como el primer trabajo geológico realizado del archipiélago. En él describe de manera general la existencia de un basamento metamórfico y granítico en la Isla María Madre, así como la cubierta sedimentaria que aflora en gran parte de la isla. McCloy et al. (1988) enfatizan tres secciones estratigráficas abarcando el total de la secuencia sedimentaria del Neógeno, que fueron muestreadas en tres localidades de la Isla María Madre denominadas Arroyo Hondo, Camino Balleto y Playa Caleras. Recientemente, Pompa-Mera *et al.* (2013) hicieron una descripción más detallada de las rocas que afloran en la Isla María Madre, definiendo la secuencia “Ojo de Buey” que hace referencia a la secuencia sedimentaria expuesta en gran parte de la isla y que además se encuentra en la Isla San Juanito y en la Isla María Magdalena.

*Chiñas (1963)*, realizó una breve descripción de la zona, de la flora, fauna, clima y de las características geográficas geomorfológicas y geológicas de cada isla, la descripción geológica de las islas es como sigue:

Las formaciones más antiguas que observa son rocas metamórficas de edad pre-Cretácica, que se han visto perturbadas por rocas intrusivas, consideradas del Cretácico y que constituyen el basamento sobre el que descansan todas las demás rocas, consistentes en riolitas y andesitas como calizas, lutitas, areniscas, conglomerados y materiales aluviales no consolidados.



▲ Figura II. 1 Comparación de las columnas estratigráficas del área de estudio descrito por Chiñas (1963) y Pompa-Mera *et al.* (2013), (edades consultadas de: International Commission on Stratigraphy, 2009).

Del **pre-Cretácico** se describen las pizarras y areniscas como las rocas más antiguas que afloran en el archipiélago, en forma reducida, y únicamente en la Isla San Juanito.

Del **Cretácico** están reportadas las unidades de granito-grandiorita y gabro, que forman parte del basamento del archipiélago. Las primeras afloran en las Islas María Madre y San Juanito y las segundas constituyen el basamento de la Isla María Magdalena.

En la Isla San Juanito, los granitos afloran principalmente hacia la parte septentrional, son semejantes a los de la Isla María Madre, y frecuentemente son atravesados por vetas de cuarzo de color amarillo verdoso, hasta de un metro de espesor. Las partes más altas de la Isla San Juanito están constituidas por granito.

Del **Terciario** las unidades litológicas representativas son rocas volcánicas y sedimentos marinos. Las rocas sedimentarias del Terciario que afloran en el archipiélago son de origen marino y tienen una variación de edad que va desde el Mioceno hasta el Pleistoceno.

Las rocas del **Mioceno** están representadas por capas de diatomitas intercaladas con estratos de calizas, ricos en elementos volcánicos que se encuentran sobre el granito, esto únicamente en la Isla María Madre.

Los estratos del **Plioceno - Pleistoceno** están constituidos por calizas, areniscas, lutitas y conglomerados. En la Isla San Juanito se encuentra el conglomerado cubriendo rocas graníticas.

El **Reciente** está representado por depósitos aluviales y depósitos de litoral que se encuentran mejor expuestos en la Isla María Madre y en San Juanito se encuentran en la costa oeste y suroeste. Los fragmentos de roca que constituyen dicho depósito son de diámetro variable y se presentan en forma caótica y constan de arenas, gravas y restos de organismos carbonatados.

La **geología estructural** se ve condicionada a la posición geográfica, ya que el archipiélago se encuentra en el borde occidental de la plataforma continental. Existen rasgos característicos que revelan una zona de levantamiento, alineada a la unidad estructural del macizo de Jalisco y Michoacán-Guerrero.

En la Isla San Juanito la estructura corresponde a la de una terraza de bordes escarpados cuyo basamento está cubierto por estratos sedimentarios marinos, casi horizontales, de un espesor que alcanza los 30m.

Las secciones stratigráficas reportadas por *McCloy et al. (1988)* fueron realizadas con base en la presencia de microfósiles en tres localidades de la Isla María Madre: Arroyo Hondo, Camino Balleto, y Playa Caleras (Figura II.2).

Estas tres secciones que abarcan toda la secuencia sedimentaria del Neógeno encontradas en la isla incluyen:

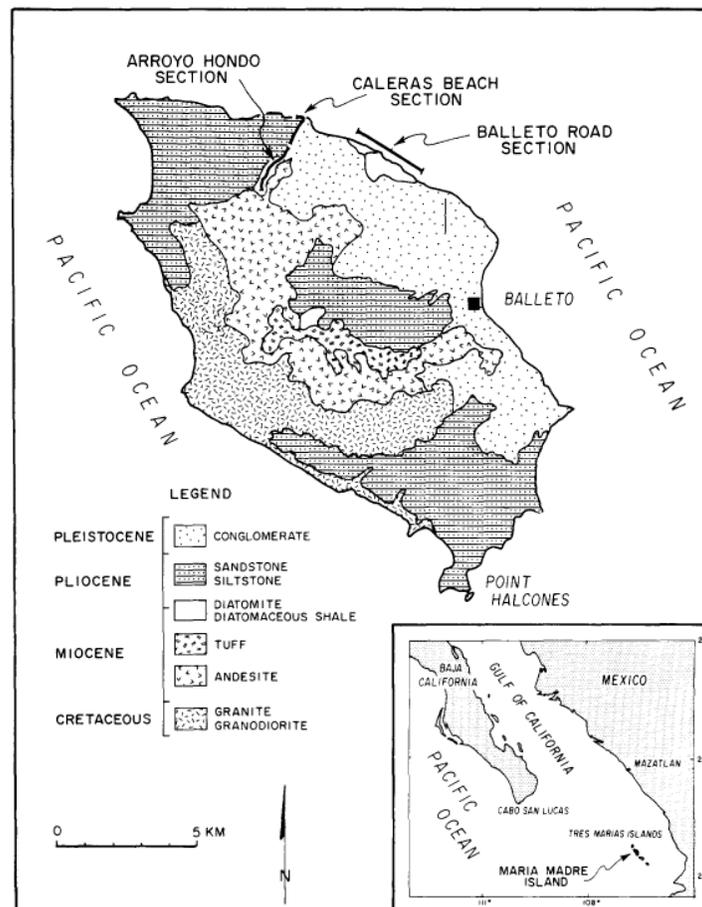
- (1) Mioceno: areniscas marinas superficiales y no marinas.
- (2) Mioceno superior: laminación de diatomeas masivas, calizas (mudstones), y limolitas.
- (3) Plioceno inferior: areniscas y limolitas.

- (4) Plioceno superior al Pleistoceno: calizas y limolitas, las cuales a su vez tienen un horizonte (límite) por:  
 (5) Gravas del Pleistoceno.

Todas estas unidades son discordantes y se sobreponen (McCloy e Ingle, 1982).

Las secciones medidas en la Isla María Madre tienen una combinación estratigráfica con espesores de 1145m y la correlación está basada en los foraminíferos y diatomeas. Carreño (1985) midió 1600m de una sección continua en la Isla María Madre, en Arroyo Hondo. La parte superior de la sección de Arroyo Hondo es en parte correlativa con la sección del Camino Balleto.

En la **sección Arroyo Hondo** los sedimentos del Neógeno marino tienen un echado 2-13° NNW y contienen diversos tipos de foraminíferos, diatomeas, y radiolarios; la sección total medida en espesor es de 167m. Esta localidad contiene las rocas marinas más viejas del Neógeno encontradas en la Isla María Madre. Desafortunadamente, el contacto entre las rocas sedimentarias basales y las intercalaciones de la secuencia volcánica del Mioceno ( $\delta$ ) no afloran en Arroyo Hondo. La unidad basal de la sección sedimentaria es escasamente expuesta, de grano medio a fino y débilmente cementada por arenisca calcárea de edad desconocida. Las areniscas basales son discordantes por lutitas con diatomeas y diatomitas de márgenes marinos.



▲ Figura II. 2 Mapa geológico y de localización (modificado después de Chiñas, 1963) muestra la ubicación de Arroyo Hondo, Camino Balleto, y Sección Playa Caleras (McCloy *et al.*, 1988).

Las lutitas diatomáceas contienen una gran cantidad de foraminíferos y diatomeas dispersas. Estos sedimentos muestran estructuras sedimentarias secundarias, y están interpretadas como sedimentos con diatomeas diluidos por sedimentos terrígenos en una pendiente baja. Los cambios litológicos reflejan un incremento de terrígenos que se produce cerca del límite miocénico de la zona de diatomeas (6.7Ma). Una sucesión del nivel de diatomeas determinó la edad para este nivel del rango de 7.5 a 6.7 Ma (Barron *et al.*, 1985).

La **Sección del Camino a Balleto** tiene un espesor continuo de 933m del Mioceno superior y la sección del Plioceno tiene una abundancia de microfósiles fuera de la costa del Camino a Balleto al norte de Balleto.

La sección del Camino a Balleto inferior correlaciona con la sección superior de la sección de Arroyo Hondo, basados en las diatomitas. Sin embargo, los sedimentos del Mioceno superior del Camino Balleto contienen más material terrígeno que los sedimentos de la sección de Arroyo Hondo del Mioceno superior y muestran características sedimentarias que indican transporte turbidítico. Estas características, junto con el diagnóstico de la fauna bentónica de foraminíferos, indican depósitos en ambientes de talud de plataforma.

Una discontinuidad angular separa las limolitas del Mioceno y las arenas intercaladas con calizas y areniscas del Plioceno inferior. La caliza es de estratos finos y masivos, mientras las intercalaciones de areniscas suprayacentes están compuestas de grano muy fino; un conglomerado marca la cima del estrato de calizas y areniscas. Por encima de la unidad de conglomerado se encuentra una unidad masiva de grano medio a fino, bien soportada por las areniscas. Las lutitas fracturadas están presentes en esta secuencia; sin embargo, los macrofósiles, han sido recubiertos. Los guijarros intercalados presentan esporádicas bandas de alteración por oxidación y recubren discordantemente los estratos del Mioceno-Plioceno del Camino Balleto. No se ha observado fósiles en estas gravas y éstas han sido interpretadas como depósitos de terrazas del Pleistoceno.

**La Sección de Playa Caleras** contiene una secuencia de sedimentos marinos del Plioceno superior y posiblemente de Pleistoceno bastante diferente de las del Camino a Balleto y Arroyo Hondo. La sección de Playas Caleras contiene estratos masivos y limos bioclásticos con intercalaciones de estratos delgados calcáreos. La porción basal de Playa Caleras consiste de buena laminación parcialmente masiva recristalizada. Las limolitas son de color gris y contienen varios estratos delgados y/o laminaciones (0.5-3m) de pelecípodos desarticulados.

Esta secuencia de homoclinales de lutitas y calizas contiene abundantes foraminíferos bentónicos y planctónicos y ostrácodos.

Los procesos de subsidencia y levantamiento de la Isla María Madre fueron observadas en las secciones de Arroyo Hondo y Playa Caleras, respectivamente.

La subsidencia ocurrió previo al comienzo de la depositación de diatomita en Arroyo Hondo hace 8.2Ma. Está identificado por el cambio litológico de areniscas no marinas a diatomitas en la base de la sección de Arroyo Hondo. La subsidencia continuó en el Mioceno, con un incremento de material terrígeno.

McCloy et al. (1988) determinaron una discontinuidad angular entre los sedimentos del Mioceno y del Plioceno en el Camino a Balleto, marcado por un cambio de litología y microfauna, indicando una subsidencia adicional de la cuenca a profundidades batiales.

El levantamiento comenzó en el Plioceno y progresó en la cuenca de María Madre durante el Plioceno y continuó hasta el Pleistoceno. La Isla María Madre emergió del nivel del mar en el Pleistoceno Tardío y la historia sedimentaria de la cuenca concluyó con el depósito de gravas no marinas.

*Pompa-Mera et al. (2013)* definen una correlación directa de la isla con rocas de Baja California y las provincias adyacentes de la Cordillera de México, que contribuyen al entendimiento de los procesos tectónicos involucrados en la apertura del Golfo de California desde el Mioceno tardío. En el artículo se presenta información de las unidades geológicas de la Isla María Madre y un mapa geológico y su respectiva columna estratigráfica (Figura II.3). Además, reportan los resultados de los análisis geoquímicos y geocronológicos por los métodos U-Pb y Ar-Ar.

La isla presenta morfológicamente una elevación máxima de 600m con escarpes pronunciados en la zona oeste. Al norte hay depósitos de costa y terrazas, y hacia el este domina la morfología controlada por depósitos aluviales y piedemonte. La isla tiene una gran diversidad litológica en un área de solo 145 km<sup>2</sup>, con presencia de basamento metamórfico, granitoides, unidades volcánicas, secuencias de metasedimentos y sedimentos marinos.

*Pompa-Mera et al. (2013)* definen que el **basamento** se encuentra expuesto en la costa oeste de la isla, entre Papelillo y Camarón y que existen dos tipos de **ortogneis** distinguibles en campo. Los **metasedimentos**, originados por metamorfismo regional y de contacto se encuentran en el sector oeste de la isla e identificaron cuatro unidades: *Paragneis de biotita*, *metasedimentos ricos en carbonatos*, *skarn* y la secuencia intercalada metasedimentaria del cañón de Papelillo que se interpreta como un *roof pendant* de las rocas graníticas.

**Las rocas plutónicas** están ampliamente distribuidas a lo largo de la costa oeste y pendientes de la Isla María Madre. En el cañón de Papelillo se encuentran rocas de dioritas y tonalitas intrusionando a las unidades metasedimentarias. Las rocas metamórficas y plutónicas están cubiertas por un par de unidades volcánicas y varias secuencias sedimentarias. Las rocas volcánicas están distribuidas al oeste y centro de la isla y son principalmente de composición riolítica, definiendo tres unidades: 1) ignimbritas y brechas, 2) flujos de lava masivos y 3) flujos de lava fuertemente fracturados y fallados.

**Las secuencias sedimentarias** son las unidades más abundantes en la Isla María Madre. Destacan entre ellas las siguientes unidades:

**Secuencia Ojo de Buey:** estas unidades sedimentarias previamente estudiadas por Carreño (1985) y McCloy et al. (1988) y denominada así por Pompa-Mera et al. (2013) fueron dividida de acuerdo a las deformaciones de las estructuras y posición estratigráfica en dos grupos: La *secuencia Ojo de Buey Inferior* y *secuencia Ojo de Buey Superior*.

Los afloramientos en la *secuencia Ojo de Buey Inferior* se encuentran localizados en la parte noreste de la Isla. A lo largo de la costa norte, esta secuencia muestra pliegues por dos sistemas de fallas

predominantes. Los afloramientos de la *secuencia Ojo de Buey Superior* se encuentran a lo largo del este y sureste de la costa de la isla y está constituida por estratos de color pardo claro, con tamaño de grano medio de arenisca con un echado al NW ( $296^{\circ}/12^{\circ}$ ).

La **arenisca Isla Magdalena** se encuentra en la parte sureste de la Isla María Madre y se correlaciona con una secuencia sedimentaria presente en la Isla María Magdalena.

Se realizó análisis geoquímico de muestras del basamento, rocas graníticas y volcánicas de la isla. Además se hizo geocronología por el método U-Pb en zircones. Los resultados son los siguientes: el ortogneis migmatítico de la secuencia del basamento del oeste de la costa de la Isla María Madre contiene circones con una edad de  **$162.7 \pm 2.9\text{Ma}$** , el cual es interpretado como el tiempo de cristalización del protolito ígneo en el Jurásico Medio (Caloviano). El gneis bandeado contiene circones con una edad de  **$169.9 \pm 2.9\text{Ma}$** . El granito leucocrático (muestra 0932), localizado en la costa oeste entre Laguna del Toro y Papelillo presenta circones con una edad de  **$84.2 \pm 2.4\text{Ma}$**  que corresponde al Cretácico tardío (Campaniano). Esta edad es interpretada como la edad de intrusión del cuerpo granítico.

Por el método Ar-Ar se fecharon sanidinos de tres riolitas y una traquidacita de la isla María Madre. Estas rocas corresponden a la zona alta de la isla. Se obtuvieron edades para la traquidacita (muestra 0905) de  **$80.6 \pm 1.6\text{Ma}$**  y  **$76.6 \pm 1.4\text{Ma}$**  para la riolita (muestra 0904). La edad obtenida en sanidinos de una riolita (muestra 1010) de la zona este-central es de  **$71.6 \pm 1.9\text{Ma}$** , y para la riolita fracturada y deformada del noroeste de la isla (muestra 0921) obtuvieron una edad de  **$55.4 \pm 2.4\text{Ma}$** .

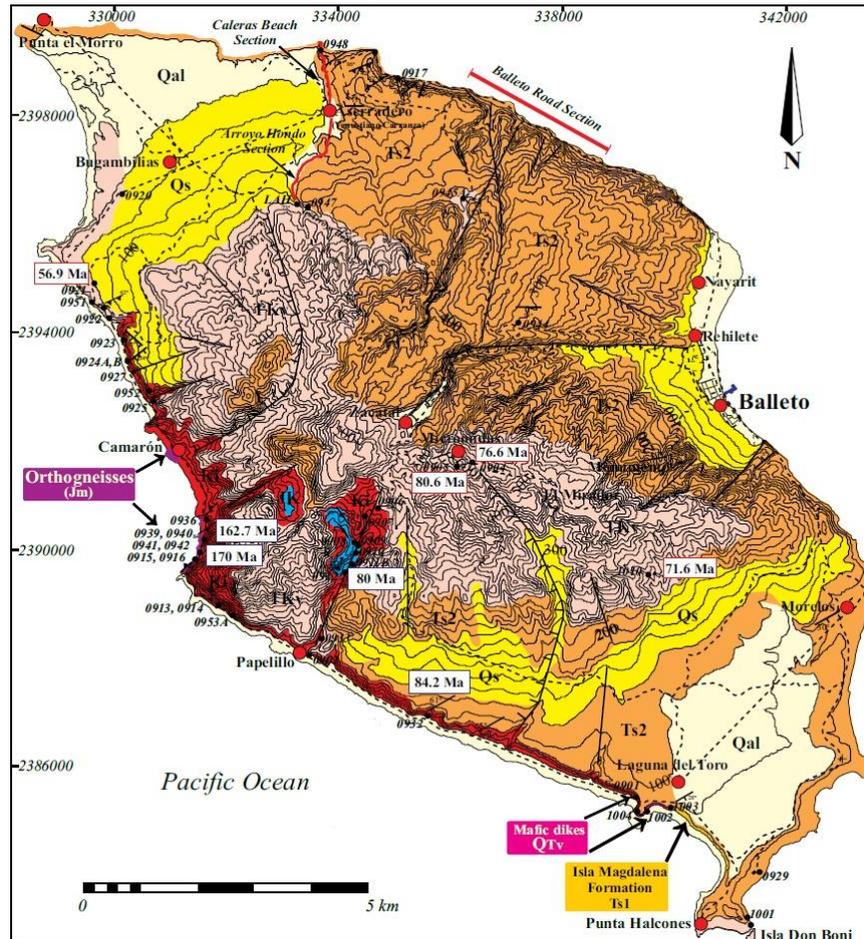
De la *secuencia Ojo de Buey inferior* se analizaron 60 circones detríticos, presentando edades de **68 a 121Ma**, de los cuales un grupo importante presentaron un valor de **83.4Ma** similar a la edad del granito leucocrático; otro grupo importante de circones tiene edades **de 100 a 121Ma**. De la *secuencia Ojo de Buey superior* se analizaron 73 circones con edades de **70 a 100Ma**, con un importante pico en **83Ma**, pertenecientes a sedimentos de rocas ígneas del Cretácico superior.

En la unidad sedimentaria arenosa (Formación Isla Magdalena), al sur de Laguna del Toro, se obtuvieron edades de 25 circones de **20 a 42Ma** con un pico importante en **22Ma** y dos abundancias menores de **27Ma y 34Ma**. Estos resultados indican un magmatismo félsico importante en el Mioceno temprano y Eoceno en esta área.

Pompa-Mera *et al.* (2013) proponen la siguiente columna estratigráfica de acuerdo a los datos disponibles de geoquímica y geocronología:

1. Ortogneis migmatítico formando el basamento del complejo.
2. Rocas metasedimentarias consideradas como *roof pendant* de las unidades plutónicas, afectadas por metamorfismo de contacto, originando skarn y hornfels.
3. Rocas plutónicas con diques máficos y pegmatíticos.
4. Rocas volcánicas riolíticas.
5. Las secuencias sedimentarias del Mioceno al Pleistoceno estudiadas anteriormente por Carreño (1985) y McCloy *et al.* (1988) nombradas en este artículo "*secuencia Ojo de Buey Superior e Inferior*" es el grupo de rocas más prominente expuesto en la Isla María Madre.

6. La *secuencia Ojo de Buey superior* afectada por capas de eventos volcánicos en la Isla María Madre.
7. Las edades de procedencia obtenidas de la *secuencia Ojo de Buey*, indican una edad más antigua en relación a la Formación Isla Magdalena.



▲ Figura II. 3 Mapa Geológico de la Isla María Madre, Archipiélago de las Islas Marías, Nayarit, México, (tomado de Pompa-Mera *et al.*, 2013).

---

## **CAPÍTULO III Métodos analíticos**

Este trabajo se realizó en cuatro etapas: a) Trabajo de gabinete previo a la visita de campo, donde se compiló la información existente de la zona de estudio, b) Trabajo de campo, donde se colectó la mayor cantidad de datos y muestras, c) Obtención de datos de laboratorio, d) Procesado e interpretación de datos obtenidos para generar un modelo geológico de la zona de estudio y finalmente obtener conclusiones.

### **III.1 Trabajo de gabinete**

#### **III.1.1 Recopilación bibliográfica**

En ésta primera etapa se compiló información bibliográfica: mapas topográficos, geológicos, informes técnicos, referencias geográficas; esto permite complementar el estudio y rectificar detalles que contribuyan a mejorar las hipótesis de la zona de estudio.

Cabe mencionar que la información existente data del siglo XIX. Por lo que se tenía en mente que en el trabajo de campo debían tomarse la mayor cantidad de datos posibles.

#### **III.1.2 Edición del mapa geológico:**

Realizamos un análisis de fotografías aéreas para la configuración del mapa geológico previo a la salida de campo que fue modificado de acuerdo a las observaciones obtenidas en la misma. Empleamos fotografías aéreas escala 1:70000, dado que los cambios morfológicos existentes eran difusos y tenues hacia la parte NW del Islote, nos apoyamos con las imágenes satelitales de Google EARTH.

Para la configuración del mapa geológico, contamos con información de INEGI, una carta escala 1:50000, con clave F13C24, siendo caracterizada la morfología de la Isla por una superficie sub-horizontal aislada y bordeada por laderas con importantes escarpes hacia la zona norte de la misma con un área menor a 8.97km<sup>2</sup> de los cuales el Morro abarca 0.05km<sup>2</sup>. El mapa topográfico proporcionado por INEGI no fue útil para tomarlo como base debido a la escala ya que las curvas de nivel no coincidían con la morfología que se observó en campo. Es por ello que se eligió utilizar la escala 1:35000 y se generó una planta topográfica, con curvas de nivel dispuestas cada, 10m.

La base topográfica se generó a partir de los archivos RASTER obtenidos de la NASA (<http://gdem.ersdac.jspacesystems.or.jp/search.jsp>), se editaron con los Software GlobalMAPPER, AutoCAD y ArcGIS.

La corrección del mapa geológico se realizó con base en las observaciones en la campaña de campo, verificamos los puntos donde los cambios en la morfología y litología fueron considerables, siendo estos al norte de la isla, ya que la distribución espacial entre las unidades topográficas y estructurales es notoria; realizando así una reinterpretación fotogeológica.

La configuración final de las unidades se explica en el capítulo IV.

---

## III.2 Trabajo de campo

El trabajo de campo consistió en dos campañas a la zona de estudio en las que se realizó adquisición de datos estructurales, muestras de mano, fotografías así como la verificación espacio-tiempo de la litología en el mapa geológico, que se complementó con registros de afloramientos.

Las características que cumplieron la colecta de muestras estuvieron en función a los estudios de laboratorio. Para los estudios descriptivos como: la petrografía, la muestra tenía dimensiones poco más grandes que el de un puño, conocida también como muestra de mano. Para la geocronología, la cantidad de muestra tiene que ser suficiente para poder realizar la separación de minerales como el circón. Si bien es cierto se trato de elegir las muestras lo más sanas posibles, es decir; sin alteración por intemperismo, hidrotermalismo, etc. En campo colectamos 17 muestras para análisis petrográfico y seleccionamos cuatro para análisis geocronológico, para futuros estudios incluidos en el proyecto y que no son objeto de esta tesis existen muestras para análisis de geoquímica, elementos mayores, traza, isotopía de Rb-Sr y Sm-Nd. El control de las muestras así como de contactos geológicos se realizó con un receptor GPS GARMIN, por lo tanto varios puntos de observación están georeferenciados en Elipsoide WGS84 y localizados físicamente en un mapa impreso de la isla.

## III. 3 Trabajo de laboratorio

Las técnicas de trituración y separación de minerales empleadas se desarrollaron en el Laboratorio de separación de minerales perteneciente al Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), del Instituto de Geofísica de la UNAM, México. Por otra parte la geocronología de U-Pb en circones se realizó en el LaserChron Center (ALC), del departamento de Geociencias de la Universidad de Arizona, Tucson, USA.

En el laboratorio LUGIS se realizó el análisis petrográfico y la separación de circones para el análisis geocronológico de U-Pb.

### III. 3.1 Petrografía

Desde el punto de vista geológico la petrografía es una herramienta importante, ya que se encarga de estudiar los aspectos descriptivos de las relaciones minerales así como su estructura, textura, fábrica, composición y clasificación.

El análisis petrográfico fue realizado como primera etapa en el trabajo de laboratorio, para hacer una clasificación de las muestras de mayor interés litológico y geocronológico, esto es; verificando que los minerales constituyentes de las rocas presentaran la menor alteración posible así como la indispensable presencia de circones.

La petrografía se realizó en cinco etapas principalmente, descritas brevemente a continuación:

- a) Descripción megascópica y toma de fotografías de las muestras de mano para cada una de los ejemplares.
- b) Elaboración de láminas delgadas (17 muestras).
- c) Clasificación modal por conteo de puntos.
- d) Análisis petrográfico y toma de fotomicrografías.
- e) Así como la integración de los resultados de la etapa anterior para la clasificación de los ejemplares.

Dentro de los ejemplares analizados existen algunas muestras orientadas que se utilizaron para definir la cinemática mineral siendo así la determinación de la dirección de los esfuerzos de deformación.



▲ Figura III.1 Toma de Fotomicrografías, con una cámara marca OLYMPUS, en el microscopio estereoscópico marca OLYMPUS B201 modelo SZX-ILLD100.

El equipo empleado para el análisis petrográfico consiste en un microscopio marca OLYMPUS, modelo BX60, cuenta con una iluminación de halógeno de 100W para luz transmitida y reflejada.

Las fotomicrografías se tomaron con una cámara marca OLYMPUS, con apoyo de los microscopio estereoscópico marca OLYMPUS B201 modelo SZX-ILLD100 (Figura III.1) y petrográfico (OLYMPUS modelo BX60).

Para la toma de las fotomicrografías los aumentos empleados son de 1.8X y 5X que se tomaron con el microscopio estereoscópico para visualizar las textura de las muestras debido al alcance del campo visual y en el microscopio petrográfico los aumentos fueron de 4X, 10X lo que nos permitió visualizar detalles puntuales de los especímenes individuales.

### ***III. 3.1.1 Método conteo de puntos***

La clasificación mineralógica de los ejemplares ígneos esta con base en el conteo modal de puntos, para ello se empleo las pinzas de cangrejo con el microscopio petrográfico.

El método consiste en realizar el conteo de 1000 puntos. La platina se posicionó en un ángulo de 270° y se fijó, posteriormente se desliza la muestra por medio de las pinzas móviles una distancia igual en todos los sentidos. El conteo fue realizado con el objetivo de 5X. Se eligen los minerales primarios y accesorios, posteriormente se sumaron todos los puntos de los minerales. Los minerales que son utilizados para la clasificación en el diagrama de Streckeisen (1979), son feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo.

### III.3.2 Técnicas de separación de minerales pesados

El método geocronológico empleado debe ser elegido con base en el tipo de roca y sus minerales. En éste estudio se procesaron tres rocas ígneas y una metamórfica de las cuales separamos circones para ser fechadas por el método de U-Pb. En el capítulo V se explican los fundamentos por lo que se eligió dicho método.

Los minerales pesados como el circón generalmente se encuentran en pequeñas proporciones (<1%), y son en promedio de 200µm en tamaño, es por ello que para poder concentrarlos se requiere triturar de 10 a 15 kg de roca. En realidad la cantidad de muestra está en función de la concentración y/o abundancia del mineral de interés en la muestra.

El proceso de separación de circones consiste en emplear las técnicas siguientes; trituración y granulación mecánica, tamizado, decantación y bateo, separación por líquidos pesados de densidad variable y separación manual y magnética (en algunas ocasiones).

Se debe limpiar pulcramente el área de trabajo así como cada uno de los instrumentos empleados en todas las etapas del proceso de la técnica para evitar cualquier tipo de contaminación por otros minerales externos de la muestra de interés, con el fin de tener un alto grado de certidumbre en la obtención de datos.

Las técnicas de trituración y separación de minerales se describen a continuación (estos procesos se realizaron para las cuatros muestras estudiadas geocronológicamente):

#### III.3.2.1 Trituración y granulación mecánica

Para la trituración y molienda la muestra se somete primero a un tratamiento manual utilizando marros de 8lb o martillo de geólogo. Descostramos las caras que presenten alteración, tratando de dejar la muestra lo más fresca posible. La roca fue colocada en una superficie firme y se le colocó un soporte para distribuir la fuerza ejercida, con ello evitamos que se disperse la muestra en forma de esquirlas. Posteriormente se fragmentan los bloques de roca sana de tal modo que se obtengan recortes menores de 3cm (la escala en el sistema de Wentworth, 1922), esto con el fin de poder ser introducidos en la quebradora de quijadas (Figura III.2).

Una vez obtenido el tamaño adecuado de grano, el siguiente paso es el lavado. Los fragmentos son depositados en una tina con agua para humedecer los posibles restos del material de soporte que se hayan alojado en las gravas. Se recomienda que permanezcan aproximadamente tres horas y una vez transcurrido el tiempo necesario, se deben tallar cada una de las gravas con un cepillo de nylon, para



Figura III.2 Quebradora de quijadas, proporciona tamaños de grano aproximado de 1 a 2mm.

asegurar remover los restos incrustados, nuevamente es lavada y tallada pero con agua destilada tipo Mili-Ro (MRO). Una vez terminado el aseo de la muestra, se dejan secar extendidas en la mesa, cubiertas con toalla papel, para evitar el polvo natural del ambiente. El tiempo mínimo de secado es de 12 horas.

Antes de triturar en la quebradora de quijadas, se contaminó el equipo con una pequeña porción de la misma muestra. La contaminación con la muestra al equipo sirve para remover los residuos que puedan estar adheridos en los microporos de las placas de la trituradora de quijadas que no fuesen eliminados en la etapa de limpieza. Los tamaños de grano aproximado obtenidos durante la molienda son de 1 a 2mm; sin embargo en nuestro caso obtuvimos tamaños menores, esto nos permitió un mejor control de la homogeneización de la muestra, por lo que proseguimos al tamizado.

### ***III.3.2.2 Tamizado***

El tamizado de la muestra granulada se llevó a cabo con material desechable, con el fin de asegurar la pureza del concentrado mineral, ya que las cantidades obtenidas de muestra fueron mínimas comparadas con los estándares. En esta etapa obtuvimos cristales de tamaños menores a 0.3mm.

El tamaño de la red del equipo desechable corresponde a las mallas No. 10, 20 y 60 del método de tamizado convencional.

### ***III.3.2.3 Decantación y bateo***

La técnica de separación por decantación se apoya de las propiedades físicas como la densidad, ya que permite separar por gravedad los minerales.

La densidad es la magnitud que expresa la relación entre la masa y el volumen de un cuerpo. Dado que se comparan dos sustancias, se utiliza la densidad relativa; ya que es la relación que existe entre una sustancia y otra que es tomada como referencia; por lo tanto es una magnitud adimensional.

$$\rho_r = \frac{\rho}{\rho_0}$$

Donde:

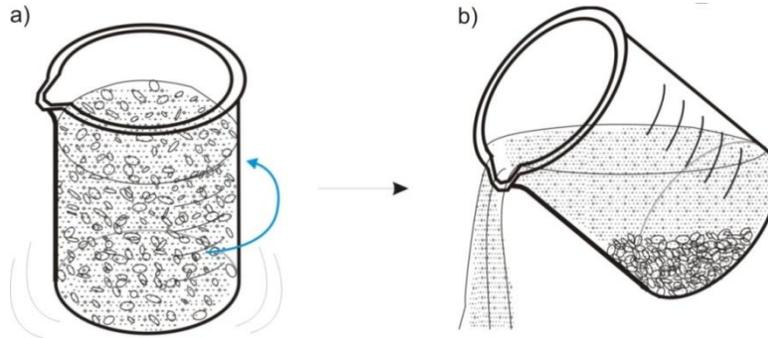
$$\begin{aligned} \rho_r & \text{ es la densidad relativa} \\ \rho & \text{ es la densidad de la sustancia} \\ \rho_0 & \text{ es la densidad de referencia o absoluta} \end{aligned}$$

Como en este caso se procesaron sólidos y líquidos, se tomó como densidad absoluta la del agua destilada a condiciones de presión de 1 atm y temperatura de 4°C; es decir en estas condiciones la densidad absoluta es:

$$1000 \frac{kg}{m^3}$$

Se colocó 100g del polvo de la muestra en un vaso de precipitados de 300 a 450ml, se vertió  $\frac{3}{4}$  partes de agua. Se agitó la muestra en forma circular formando un vórtice (remolino) y se dejó reposar seis

segundos (Figura III.3a). Transcurrido el tiempo los minerales con densidad mayor a  $3\text{g/cm}^3$  serán los primeros en depositarse, y los que tienen una densidad menor y/o igual a la del agua quedarán suspendidos, por lo que fueron retirados (Figura III.3b).



**Figura III.3 Separación de minerales por decantación. a) Se agita la mezcla en forma circular formando un vórtice, b) inmediatamente sin dejar que se sedimente por completo, se vierte el líquido en otro recipiente.**

Algunas recomendaciones para poder hacer esta maniobra satisfactoriamente es tratar que el horizonte del nivel del agua tenga un ángulo máximo de  $45^\circ$  (Figura III.3b), y que nunca toque el fondo, ya que de ser así, con la tensión superficial del agua levanta los cristales pesados que previamente sedimentaron porque se pierde la estabilidad de los sedimentos, provocando un movimiento turbulento llevando a los cristales más densos nuevamente a suspensión.



**a) Los minerales con densidades menores y/o iguales a la densidad del agua, quedan suspendidos. Se observa la turbidez del agua.**



**b) El agua ya no presenta turbidez, lo que nos indica que los minerales que se encuentran hacia la base del vaso tienen densidades superiores.**

**Figura III.4 Turbidez en la mezcla por decantación.**

Este paso fue repetido las veces necesarias hasta que el agua no presentara turbidez (Figura III.4a) y la muestra sedimentada en la base tuviera una tonalidad oscura, así como una reducción del volumen original a poco menos de una décima parte con esto se garantiza que los minerales pesados predominan: magnetita, ilmenita, esquilas de metal, circones, apatito (Figura III.4b).

Por este método también es posible hacer la separación de minerales como son: cuarzo, plagioclasas, feldespatos y micas. Dicha separación se genera con la relación tiempo-densidad.

<i>Mineral</i>	<i>Densidad en g/cm<sup>3</sup></i>	<i>Composición</i>
Cuarzo	2.65	SiO <sub>4</sub>
Feldespatos K	2.55-2.63	K(AlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub> )
Plagioclasa	2.6-2.8	Na, Ca(AlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub> )
Muscovita	2.76-2.83	KAl <sub>2</sub> (Si <sub>3</sub> Al)O <sub>10</sub> (OH,F) <sub>2</sub>
Biotita	2.8-3.2	K(Mg, Fe) <sub>3</sub> (AlSi <sub>3</sub> O <sub>10</sub> (OH,F) <sub>2</sub> )
Granate	3.6-4.3	(Ca, Fe, Mg, Mn) <sub>3</sub> (Al, Fe, Mn, Cr, Ti, V) <sub>2</sub> (SiO <sub>4</sub> ) <sub>3</sub>
Circón	4.6-4.8	ZrSiO <sub>4</sub>
Magnetita	4.9-5.15	Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>
Pirita	5.0-5.2	FeS <sub>2</sub>
Galena	7.4	PbS

*Tabla III.1 Los minerales enlistados tienen densidades >2.5g/cm<sup>3</sup>*

En la Tabla III.1, se muestran algunas densidades de los minerales identificados en las rocas a lo largo de la petrografía. En el paso de decantación y bateo como ya se dijo se eliminaron minerales ligeros como los limos y arcillas.

Posteriormente la muestra se vierte en una cápsula de porcelana de 10 a 20cm de diámetro, en esta etapa la cápsula debe ser agitada con movimientos circulares de modo que los minerales pesados se concentrarán por debajo de los ligeros. Al mismo tiempo que se agita la cápsula se va variando el ángulo de inclinación del recipiente, tratando de generar una estela a lo largo de las paredes de la cápsula (Figura III.5a), por ser más lentos los minerales pesados al desplazarse, serán estos los que se encuentren en concentraciones mayores en la estela. Los sedimentos restantes deben ser retirados y colocados en otro recipiente (Figura III.5b).



a) Se genera una estela de los minerales pesados en las paredes de la cápsula.



b) Se retiran el sobranante ya que en su mayoría son minerales ligeros.

▲ Figura III.5 Separación de minerales por bateo

Los minerales obtenidos, son colocados en una caja de petri (Figura III.6), con el fin de observar al microscopio si la cantidad de muestra es la suficiente, de ser así se procede al secado de la muestra con

luz, en caso contrario, si el mineral de interés es escaso, se procede a separarlo por su susceptibilidad magnética y por líquidos pesados.



▲ Figura III.6 Cantidad de muestra para separación manual en cajas petri, muestra SJ-11-02

Para el esquistos de muscovita (SJ-11-02) se observó que la cantidad de circones era reducida por lo que se aplican las técnicas alternas de separación.

#### ***III.3.2.4 Separación por líquidos pesados de densidad variable***

En la separación por líquidos pesados la muestra de minerales debe tener un avance de pureza del 80%, ésta técnica está en función de la densidad, por lo que técnica es similar a la decantación, sólo que el agua es reemplazada por Politungstato de sodio.

El Politungstato de sodio ( $Na_6(H_2W_{12}O_{40})$ ) es una sustancia no tóxica y soluble en agua; es capaz de variar su densidad aplicándole agua destilada. La densidad máxima que se puede obtener con ayuda de aditivos es de 3.2 aproximadamente, lo que facilita la separación de los minerales pesados como el circonio de los minerales ligeros como son el cuarzo o los feldespatos. En la Tabla III.2 se muestran valores de diferentes líquidos de densidad variable.



▲ Figura III.7 Separación de minerales por líquidos pesados.

Para la separación de minerales por líquidos pesados, el polvo de la muestra fue vertido en un embudo de separación al que se le agregó politungstato de sodio. Se mezcla la solución con una varilla de vidrio, se deja reposar durante 30min aproximadamente, al mismo tiempo se agita el embudo cada tres minutos para homogeneizar la muestra, permitiéndose la separación por diferencia de densidades, una

vez que los minerales más densos son depositados en el fondo del embudo, se abre la llave del embudo dejándolos pasar sobre un filtro de papel, reteniendo así los minerales pesados (Figura III.7).

<b>Líquido</b>	<b>Densidad a 20°C (g/cm<sup>3</sup>)</b>
Bromoform ( $CHBr_3$ )	2.889
Tetrabromoetano	2.9672
Yoduro de metilano ( $CH_2I_2$ )	3.325
Solución de Clerici	4.28-4.85
<b>Politungstato de sodio (<math>Na_2(H_2W_{12}O_{40})</math>)</b>	<b>1.2-3.2</b>
Metatungstato de litio	3.2
Metatungstato de amonio	2.4

*Tabla III.2 Líquidos pesados con densidad variable*

Una vez filtrados, son lavados con agua MQ para retirar el exceso de politungstato y finalmente son depositados en una caja de petri, para ser separados manualmente y obtener un concentrado puro de circones.

### **III.3.2.5 Separación manual y magnética.**

Debido a que es prácticamente imposible que al finalizar los procesos de separación de minerales, se obtengan únicamente circones, hicimos una revisión al microscopio estereográfico para separar los circones de los demás minerales pesados.

Se procede a separar los circones de manera manual con apoyo del microscopio estereoscópico marca OLYMPUS B201 modelo SZX-ILLD100, utilizando una aguja de acupuntura de diámetro micrométrico con longitud de 7mm, para seleccionar los cristales de manera individual (Figura III.8).

La técnica consiste en agregar un poco de alcohol etílico, para facilitar la separación y evitar que los minerales salten.

En esta etapa final primero depuramos los minerales ilmenita, magnetita que son susceptibles magnéticamente, deslizando un imán por la base de la caja de petri que contenía la muestra, de tal modo que dichos minerales se desplazaron del lado opuesto a la concentración en general, retirándolos con una pipeta y desechándolos.

Para la distinción de circones bajo el microscopio estereoscópico nos ayudamos de algunas propiedades como el color, forma, morfoscopía, brillo, crucero, maclas. El color de los circones varía de rosa pálido, pardo, miel, incoloro, amarillo traslúcido y en ocasiones opaco. La forma de los circones depende del sistema cristalino tetragonal, cuyas caras pueden variar mucho en los cristales. Se distinguen principalmente por sus formas piramidales. Algunos se presentan de forma ovoide redondeados, esto

indica que sufrieron abrasión. La morfoscopía nos describe la superficie de los cristales, la de los circones es vítrea. En los circones no se aprecia crucero y algunos pueden contener inclusiones.



▲ Figura III.8 Separación manual de minerales.

Para coleccionar los circones una vez separados del resto de los minerales pesados de igual forma se utiliza una pipeta volumétrica y son depositados en una caja de petri limpia, son lavados con agua MQ durante cinco minutos para asegurar obtener el 100% de pureza en el concentrado y son colocados en frascos individuales (Figura III.9).



▲ Figura III.9 Concentrado de mineral puro (circones) de cada una de las muestras estudiadas por el método U-Pb

Un buen concentrado mineral puro puede ser de minerales como: plagioclasas, feldespatos K, micas, anfíboles, piroxenos, granates, vidrio y minerales pesados destacando circón, esfenas y apatitos.

Se obtiene mediante la agrupación de una gran cantidad de cristales, una población mineral es resultado de la agrupación de cristales por sus formas cristalográficas de aproximadamente 100 cristales por muestra. Las poblaciones son empleadas en el método "Thermal Ionization Mass Spectrometry" (TIMS) (.).

En ocasiones no es posible generar poblaciones, por lo que se deben unir la mayor cantidad posible de cristales y se recurre al método U-Pb realizado en la LA-MC-ICPMS (Laser Ablation Multi Collector

Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry). En este método se requiere de un mínimo de 50 cristales en el caso de rocas ígneas, 100 cristales si son provenientes de una roca sedimentaria, con los cuales se forma la resina epóxica que se utiliza para el análisis de catodoluminiscencia y el fechamiento de la roca (Meza-García, 2010) y 120 cristales si son de una roca metamórfica.

Para efecto de esta tesis se procesaron cuatro muestras: SJ-10-03, SJ-10-07, SJ-11-08 (rocas ígneas intrusivas) y SJ-11-02 (metamórfica), los concentrados de mineral puro de estas muestras fueron pobres en cristales de circón para generar poblaciones, por lo que se analizó por LA-MC-ICPMS con el método de U-Pb. Se colectaron 133 cristales para la muestra SJ-10-03, 91 para SJ-10-07, 72 para SJ-11-02, mientras que 123 cristales para SJ-11-08.

### III.3.3 LA-MC-ICPMS (Laser Ablation Multi Colector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry)

En la geocronología de U-Th-Pb los espectrómetros son una herramienta importante para muchos aspectos de las ciencias de la Tierra, ya que provee oportunidades de mejoramiento de precisión y exactitud, mejora la resolución espacial, así como también presenta más eficiencia en la adquisición de datos (Gehrels *et al.*, 2008), mide la masa de los isótopos, comparando la cantidad de isótopos padre contra la cantidad de isótopos hijos presentes, para determinar la relación natural entre ellos, lo cual permite calcular la edad de formación de un mineral.

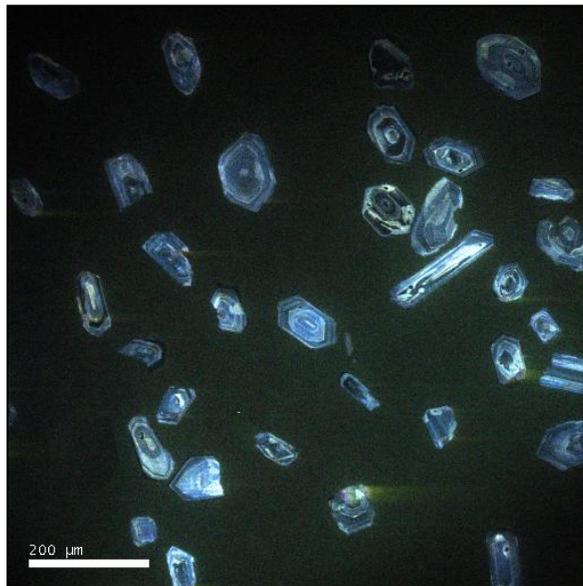
Las relaciones isotópicas de U-Pb para cada sistema en éste trabajo se determinaron por ablación láser y espectrometría plasma-masas acoplado por inducción con multicolectores (LA-MC-ICP-MS por sus siglas en inglés) en el centro Laserchron de la Universidad de Arizona. El láser empleado es un *New Wave 193nm ArF laser ablation system* que es capaz de fundir una sección de 40 a 10 $\mu$ m de diámetro y una profundidad de 15 a 6 $\mu$ m parte del cristal analizado. Una vez fundida la parte del cristal que se desea, se utiliza una mezcla de *He* y *Ar* como gas transportador antes de introducir la muestra a la antorcha de plasma que la ioniza. La muestra es medida después en un *Nu Plasma HR ICPMS*. La corrección por fraccionamiento de Pb respecto a *U* y *Th* en la muestra se realiza comparando el mismo comportamiento en estándares del mismo mineral que son analizados junto con las muestras. Para estas muestras, el fraccionamiento de todos los elementos se monitoreó analizando el estándar Peixe con una edad de 564 $\pm$ 4 Ma ( $2\sigma$ ) obtenidas por ID-TIMS. Las concentraciones de U y Th fueron monitoreadas analizando el estándar NIST 610 Glass con ~500ppm de *U* y *Th* (Villanueva-Lascurain, 2011).

### III.3.3.1 Catodoluminiscencia

Catodoluminiscencia (CL method), esta técnica permite reconocer estructuras internas en los cristales previamente pulidos, gracias a las propiedades de algunos elementos contenidos en dichos minerales. Creando así contrastes entre elementos como zoneamientos, sobrecrecimientos, núcleos heredados, elementos traza, microfracturamiento en los cristales, inclusiones fluidas primarias y secundarias, asociaciones paragenéticas en las rocas, disolución y recristalización; que permitirán interpretaciones evolutivas de las rocas a las cuales pertenecen los circones (Poller *et al.*, 1997).

En el caso de las fotografías de catodoluminiscencia es posible examinar la morfología y estructura interna de los cristales. Ya que estas no se detectan en el microscopio estereoscópico ó en el microscopio petrográfico.

En este trabajo se tomaron fotos de CL a los cristales de circón de las cuatro muestras: SJ-10-03, SJ-10-07, SJ-11-02 y SJ-11-08 previas al análisis de U-Pb con el fin de determinar el mejor lugar para realizar el disparo del laser). Los circones del sienogranito presentan zoneamiento (Figura III.11).



▲ Figura III.10 Fotografía de Catodoluminiscencia mostrando las morfologías de los cristales de circón obtenidos del sienogranito (SJ-10-07) de la Isla San Juanito.

## CAPÍTULO IV Marco Geológico

### IV.1 Geología

Morfológicamente la Isla San Juanito es una mesa de levantamiento, con una ligera inclinación al suroeste. En la parte noreste se localizan los accidentes morfológicos y/o los bordes más escarpados siendo su disposición la siguiente: hacia el norte se localiza el cerro del faro con una elevación de 60m, hacia la parte oeste está la Punta Piedra Blanca; al suroeste se levanta un islote denominado “El Morro” con una cota máxima de 60m.

La isla carece de drenaje. Sin embargo, las playas de la isla se encuentran hacia el sureste recibiendo el nombre de Playas El Huacalero y punta del Pájaro Bobo; hacia el occidente las fluctuaciones de alta y baja marea ocupan el área conocida como las Piletas de la Reyna (Chiñas, 1963) (Figura IV.1).



▲ Figura IV. 1 Vista panorámica desde la Isla María Madre al noroeste hacia la Isla San Juanito, además se observa el islote el “El Morro”.

Se encontró una gran diversidad geológica en la Isla San Juanito, relativamente distinta del resto de las islas. Sin embargo, hay una similitud con la secuencia sedimentaria de la Isla María Madre y las rocas plutónicas. Respecto a las Islas María Magdalena y María Cleofas las rocas encontradas son mayormente distintas. Se reconocieron doce unidades geológicas y la secuencia estratigráfica se describe de las unidades más antiguas a las unidades más recientes.

Fueron dos campañas de campo, llevadas a cabo en 2010 y en 2011 (ver ANEXO B). En cada una de ellas se realizó muestreo de las unidades litológicas: un total de diez muestras en el año 2010 y ocho en 2011, de las cuales seleccionamos siete de cada año (ver Tablas IV.1 y IV.2). A todas las muestras se les hizo análisis petrográfico (ANEXO A) y realizamos fechamiento por el método de U-Pb en circones en cuatro muestras, dos de 2010 y dos de 2011 (Tabla IV.1 y Tabla IV.2).

Clave	Coordenadas Geográficas WGS 84					Análisis		
	LATITUD			LONGITUD		Petrografía	U-Pb	
<i>SJ 10-01</i>	21°	44'	31.8"	106°	39'	41.8"	X	
<i>SJ 10-02</i>	21°	44'	36.5"	106°	39'	44.6"	X	
<i>SJ 10-03</i>	21°	45'	11.9"	106°	40'	0"	X	X
<i>SJ 10-05</i>	21°	44'	59.4"	106°	39'	56.9"	X	
<i>SJ 10-07</i>	21°	45'	30.5"	106°	40'	55.3"	X	X
<i>SJ-10-08</i>	21°	46'	12.6"	106°	40'	44.6"	X	
<i>SJ 10-10</i>	21°	46'	13.5"	106°	40'	41.6"	X	

Tabla IV. 1 Coordenadas geográficas de las muestras colectadas en el 2010. En el extremo derecho se observa el análisis que se realizó a cada ejemplar.

Clave	Coordenadas Geográficas WGS 84					Análisis		
	LATITUD			LONGITUD		Petrografía	U-Pb	
<i>SJ 11-01</i>	21°	46'	3.6"	106°	40'	40.8"	X	
<i>SJ 11-02</i>	21°	46'	7.9"	106°	40'	39.7"		X
<i>SJ 11-03</i>	21°	46'	11.4"	106°	40'	40.1"	X	
<i>SJ 11-04</i>	21°	46'	11.3"	106°	40'	40.0"	X	
<i>SJ 11-05</i>	21°	46'	12.7"	106°	40'	40.2"	X	
<i>SJ 11-06</i>	21°	46'	12.6"	106°	40'	40.3"	X	
<i>SJ 11-08</i>	21°	46'	13.6"	106°	40'	41.0"	X	X

Tabla IV. 2 Coordenadas geográficas de las muestras colectadas en el 2011. En el extremo derecho se observa el análisis que se realizó a cada ejemplar.

#### IV.1.1. Unidades Geológicas

Son doce las unidades litológicas que fueron identificadas y descritas. Comprenden rocas metamórficas que denominamos Complejo Metamórfico San Juanito constituido por tres unidades: un esquisto de mica, una metacaliza y una milonita, producto de un metamorfismo regional de la secuencia sedimentaria. Las rocas ígneas en la isla son brecha volcánica, sienogranito, monzogranito y diques que se encuentran intrusionando el complejo metamórfico. Las unidades sedimentarias existentes son dos conglomerados y una secuencia sedimentaria formada por intercalaciones de areniscas-lutitas que cubre un área considerable de la isla. Además hay acumulaciones recientes de clastos que denominamos depósitos recientes de playa.

No todas las unidades son cartografiables debido a su extensión o aparición puntual en la isla, aún así incluimos todas las litologías observadas en las descripciones. Tales descripciones se encuentran a continuación, iniciando con las más antiguas para llegar al final del capítulo a las unidades más recientes.

### **IV.1.1.1. Complejo metamórfico San Juanito**

Este complejo metamórfico se compone de tres unidades litológicas que fueron originadas por el metamorfismo regional de una secuencia sedimentaria con estratos de calizas arcillosas intercaladas con areniscas y lutitas. El Complejo metamórfico San Juanito es el basamento de la isla y fue nombrado así por ser la unidad más importante de la isla, además de que no se encuentra aflorando en el resto del archipiélago.

#### ***IV.1.1.1.1. Esquisto de muscovita***

Es una roca ligeramente densa que presenta una textura foliada con estructuras en pliegues, tiene fracturas. Su mineralogía está compuesta por feldespatos y minerales ferromagnesianos, dispuestos en los planos de foliación se encuentran biotita, muscovita y cuarzo. Tiene acumulaciones de cuarzo en forma de lentes alargados de hasta 8cm de largo por 2cm de ancho y presenta líneas de oxidación entre las fracturas.

Petrográficamente presenta una textura porfidoblástica y queda de manifiesto una esquistosidad muy desarrollada donde se distinguen pliegues en cuyas charnelas se acumulan agregados de cuarzo y plagioclasa. De forma puntual se ha desarrollado una textura lepidonematoblástica por la orientación preferencial de los cristales de mica blanca (muscovita) y minerales prismáticos orientados, con tamaños menores a 0.02 mm dispuestas en bandas orientadas, de las que se distinguen al menos dos direcciones preferenciales. Hay presencia de alteración de las micas a clorita. Las micas de biotita se encuentran intercaladas con las de muscovita, sólo que en menor proporción se distinguen por la forma columnar de los cristales individuales.

Los mosaicos de cuarzo tienen textura granoblástica y en algunas ocasiones xenoblástica, con cristales equigranulares. Regularmente tienen una extinción ondulante. Se presentan además como sigmoides (indicadores cinemáticos), con tamaños promedio de estas estructuras de 0.09 mm, en las vetillas de cuarzo su tamaño es de 0.28 mm, las vetillas presentan hasta 1 mm de ancho.

Entre los horizontes de micas y cuarzo hay estructuras de óxido, (que no se desaparecen por disolución, tampoco son deformados). Por otra parte los cristales de feldespato K y las plagioclasas se encuentran intercalados en bandas no muy bien definidas. Se observan indicadores cinemáticos asociados a deformación plástica en los pliegues de la roca.

Esta unidad aflora al noroeste de la isla con coordenadas latitud N 21°46'11.4'', longitud W 106°40'40.1'' (WGS84) y al SE con coordenadas latitud N 21°44'36.5'', longitud W 106°39'44.6'' (WGS84). Los afloramientos del esquisto fueron muestreados para análisis petrográfico y fechamiento por el método U-Pb. Las claves del esquisto son SJ-11-03 al NW y SJ-10-02 la del SE.

En el sureste de la isla, el esquisto se encuentra cercano a la línea de costa, tiene una extensión de 500m aproximadamente en dirección norte y alcanza los 30m de altura en el escarpe. Algunas zonas están muy afectadas por hidrotermalismo, a tal grado que se observan remanentes de los flujos ascendentes (Figura IV.2).



▲ Figura IV. 2 Esquisto de muscovita, afloramiento al este de la isla.



▲ Figura IV. 3 Esquisto de mica (muscovita), se observan crenulaciones y bandas leucocráticas formadas por las acumulaciones de cuarzo.

En la zona noroeste el esquisto tiene mayor amplitud y aflora a 10m de la playa; abarca todo el escarpe con una longitud de 800m aproximadamente sobre la línea de costa y una altura del escarpe de 40m. Esta unidad contiene dos franjas miloníticas geométricamente tabulares. La roca se observa muy fracturada y fragmentada, es de color verde claro perlado con algunas partes cremas al fresco. Al intemperismo es pardo, verde oscuro y pardo amarillento en algunas zonas. Esta unidad se encuentra en contacto con la metacaliza hacia el sur, y hacia el norte con el dique fenodacítico. El afloramiento del SE está en contacto con la brecha volcánica hacia el sur, y hacia el norte con un conglomerado polimíctico. Por su posición estratigráfica, creemos que esta unidad junto con la metacaliza, conforman una secuencia metamórfica de la isla, que por su antigüedad representa el basamento. Por su localización en los afloramientos visitados, es muy probable que gran parte del esquisto se encuentre cubierto por las areniscas en el resto de la isla. (Figura IV. 3).

#### ***IV. 1.1.1.2. Metacaliza***

Es una roca foliada de color gris claro con bandas leucocráticas y por efecto de intemperismo presenta color gris claro con motas de color gris oxford y ocre. Los minerales identificables macroscópicamente son carbonatos (calcita y dolomita) y ferromagnesianos, estos últimos presentan una disposición en dirección de la foliación. La mayoría de la roca presenta efervescencia al reaccionar con HCl (ácido clorhídrico al 10%). Presenta una textura relict, cuyo protolito es una caliza arcillosa debido a la presencia de ferromagnesianos (Figura IV.4). La roca es densa y presenta una deformación plástica incipiente.



▲ Figura IV. 4 Se observan las bandas leucocráticas, así como las motas de ferromagnesianos.

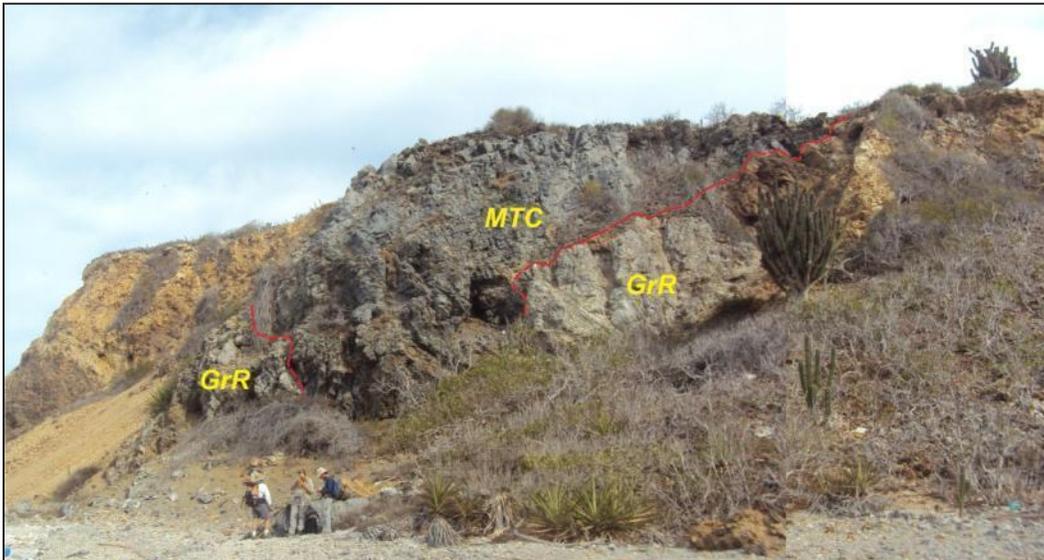
El estudio petrográfico de la roca presenta la siguiente paragénesis: calcita, dolomita, tremolita-actinolita, cuarzo, magnetita, pirita. La matriz es conformada por calcita, cuarzo, tremolita-actinolita, magnetita y pirita. Texturalmente, la roca es porfidoblástica, con una matriz nematogranoblástica (bandas de cristales tabulares orientados, con algunos granoblastos de mayor tamaño también dispuestos tabularmente) con algunas bandas granoblásticas de grano fino. El tamaño promedio de los cristales es de 0.3 mm. En las bandas los cristales de calcita y dolomita alcanzan un tamaño de 0.7 mm. Los porfidoblastos ferromagnesianos tienen un tamaño promedio de 0.03 mm.

De forma individual los cristales de calcita se presentan hipidioblásticos, con presencia de macla polisintética y alineadas con la foliación; a diferencia de la calcita los cristales de dolomita presentan las maclas polisintéticas orientadas según los ejes del hábito rombohedral, y son tan delgadas que presentan colores de interferencia de primer orden. La tremolita-actinolita se localiza un tanto diseminados y aislados, rodeados claramente por los carbonatos. Por otro lado los cristales de cuarzo se presentan xenoblásticos con una extinción ondulante.

En la localidad denominada el Huacalero (Chiñas, 1963) se encuentran aflorando metasedimentos. Esta roca está distribuida hacia la zona noroeste de San Juanito con coordenadas latitud N 21°46'3.6", longitud W 106°40'40.8" (WGS84). Los ejemplares recolectados para análisis petrográficos de ésta unidad están identificados con las claves SJ-11-01 y SJ-10-08.

Esta roca se presenta de forma masiva, en la proximidad del escarpe, con un espesor aproximado de 20m. Geométricamente se presenta el afloramiento de forma tabular difusa. Tiene una amplitud limitada en el escarpe, aunque es posible que la unidad se extienda en la zona interna de la isla.

La unidad es intrusionada por el sienogranito al sur, presentando un contacto claro y delimitable en campo (Figura IV.5). Hacia el norte se encuentra el esquisto, unidad contigua de la secuencia metamórfica.



▲ Figura IV. 5 Contacto discordante de la metacaliza (MTC) y el sienogranito (GrR)

Esta unidad fue denominada metacaliza debido a que el grado de metamorfismo es relativamente bajo, ya que conserva los rasgos texturales de la caliza arcillosa. Esta roca fue originada en un metamorfismo regional.

#### ***IV.1.1.1.3. Milonita El Arco***

La roca es de color amarillo latón al intemperismo con algunas partes pardo claro, al fresco es de color gris muy claro con manchas difusas pardo claro y motas de color ocre por oxidación dispersa en la muestra. Además se pueden observar líneas paralelas con coloraciones crema a blanco. La textura es foliada milonítica y los minerales observables en ejemplar de mano son pirlita y hematita.

Microscópicamente se compone sólo de cristales muy finos, la clasificamos como microcristalina. Tiene textura sacaroide y presenta porfidoblastos de 0.3 mm en promedio y con textura microcristalina que

abarca un 80% de la muestra. Se observan algunas acumulaciones microcristalinas como indicadores cinemáticos, lo que nos habla de una textura ultramilonítica, por el tamaño de los cristales. Hay minerales con hábito acicular  $<0.1$  mm, que no son identificables al microscopio. Por sus colores de interferencia de primer orden, se puede inferir que la matriz microcristalina está compuesta por cuarzo y feldespatos. Los cristales más desarrollados son los férricos, en este caso la presencia de pirita con hábito cúbico con tamaño de hasta 0.2 mm y de hematita con hábito hexagonal.

Esta unidad aflora en la zona noroeste de la isla, con coordenadas de latitud N  $21^{\circ}46'12.7''$ , longitud W  $106^{\circ}40'40.2''$  (WGS84). La unidad se encuentra a unos 20m de la línea de costa, en el escarpe a 30m de altura aproximadamente. Geométricamente es tabular semejante a un dique, tiene una extensión amplia en el escarpe, con un espesor de 3 a 6m aproximadamente y un rumbo de  $S74^{\circ}W$  y echado de  $60^{\circ}$  hacia el NW. La roca fue muestreada en campo en diferentes puntos con las claves SJ-10-10, SJ-11-04, SJ-11-05 Y SJ-11-06 (anexo A). Esta unidad litológica fue denominada “El Arco” debido a una formación geológica cercana en forma de arco en el límite noroeste de la isla.

Esta unidad se encuentra en contacto superior e inferior con el esquisto. Estructuralmente se asemeja a un dique, intrusionando el esquisto, pero su textura y composición reflejan el origen metamórfico de esta unidad (Figura IV.6).



▲ Figura IV. 6 Milonita, su disposición geométrica se asemeja a un dique.

#### IV.1.1.2 Brecha volcánica

La brecha es de color verde a pardo con clastos de color crema a verde perlado y a la intemperie muestra colores pardos claros y rojizos, signo de oxidación. Presenta ligera foliación en algunas zonas y se identificaron espejos de falla; está fuertemente fracturada y compactada. Los componentes observables son líticos y una matriz rica en óxidos, (Figura IV.7). Está conformada por bloques angulosos a subangulosos.

Microscópicamente los cristales son de 4 mm hasta 7 mm de largo en su eje mayor, en luz natural se observan coloraciones verde botella, gris oscuro. El contacto es clastosoportado, se observa la presencia de bordes suturados entre líticos, bordes lineales entre los cuarzos y cementante en los intersticios. Los

fragmentos de roca tienen tamaños de arenas subredondeados muy gruesas (2 mm) a guijas (7 mm). Contienen cristales de plagioclasas, cuarzo, feldespato K con ligeras alteraciones a sericita y micas. Los líticos tienen cristales de cuarzo de hasta 7 mm de diámetro en su eje mayor, con extinción ondulante y bordes redondeados. El feldespato K en líticos se presenta en cristales de hasta 4 mm de diámetro, son anhedrales y poseen textura antipertítica con alteración a sericita y extinción oblicua. Además, encontramos en la matriz biotita, clorita y opacos anhedrales.



▲ Figura IV. 7 Brecha volcánica en campo, con clave de muestra SJ-10-01.

Esta unidad se encuentra en la zona sureste de la isla, con coordenadas latitud N 21°44'31.8'', longitud W 106°39'41'' (WGS84). El ejemplar recolectado para análisis petrográfico de ésta unidad corresponde a la clave SJ-10-01.

La unidad tiene una distribución limitada, con una extensión de aproximadamente 150m sobre la línea de costa y una altitud aproximada de 25m que abarca el escarpe.

La brecha se encuentra en contacto discordante con el esquisto de muscovita hacia el norte y hacia el sur con depósitos recientes, además, se encuentra cubierta hacia la zona interior de la isla por la secuencia sedimentaria "Ojo de Buey".

### IV.1.1.3 Sienogranito (granito rosa)

Su disposición es masiva-compacta y la roca se encuentra altamente fracturada y es de color rosa pastel, con motas de color blanco y negro-verdoso, así como colores amarillos marrones como producto de la alteración y/o oxidación. La textura es fanerítica de grano grueso (Figura IV.8).

Macroscópicamente se observan minerales como cuarzo, plagioclasa y feldespato K con minerales accesorios como biotita, muscovita, hornblenda y opacos.

El tamaño de grano varía de medio (1 a 5 mm) a grueso (5 mm a 3 mm). Los cristales en su mayoría son subhedrales o hipidiomórficos. Los minerales como las plagioclasas se presentan euhedrales o idiomórficos, mientras que los cuarzos se encuentran anhedrales. La textura es holocristalina hipidiomórfica granular (en su mayoría los minerales son aproximadamente equidimensionales o iguales) con un tamaño promedio de 3 mm y se observa una textura rapakivi (cristales de feldespato potásico rodeados por plagioclasa sódica). En el estudio petrográfico se observa biotita, clorita y hornblenda dispuestas de forma tabular, mientras las plagioclasas se encuentran de forma granular.



▲ Figura IV. 8 Sienogranito (SJ-10-07), está fuertemente fracturado aflora hacia el oeste.

De forma particular en las plagioclasas y los feldespatos se presentan alteraciones a sericita. En los cristales de feldespatos se observan además texturas peritéticas ya que existe la interacción de las plagioclasas de Na y de K. Las plagioclasas presentan maclas polisintéticas y de Carlsbad, mientras que los cristales de cuarzo son anhedrales con bordes corroídos. Los minerales accesorios son biotita, hornblenda, circones y minerales opacos como magnetita y pirita. Los minerales secundarios que presenta son clorita y sericita como alteración de los feldespatos. Esta unidad se encuentra intrusionando a la metacaliza. En el contacto se observa una zona de alteración



▲ Figura IV. 9 Islote el Morro, forma parte del sienogranito. Tiene una altura máxima 60 m.

La unidad se encuentra expuesta en la zona norte y noroeste de la isla, con coordenadas latitud N 21°45'30" y longitud W106°40'55.3". En campo se colectó una muestra de esta roca plutónica para estudios petrográficos y geocronológicos, correspondiente a la clave SJ-10-07. Se separaron circones para ser fechados por el método U-Pb (el método y los resultados están descritos en los Capítulos III y V, respectivamente).

En esta zona, el granito se encuentra en escarpes de hasta 30 m y morfológicamente el granito genera las zonas más elevadas en la isla.

El islote el Morro se localiza al oeste de la isla San Juanito con coordenadas latitud N21°44'25.40", longitud W106°42'25" con una altura máxima de 60 m y escarpes muy pronunciados, por lo que su acceso es prácticamente imposible. La única manera de acercarse es por medio de la lancha a los escarpes. La roca corresponde al granito rosa (sienogranito), se encuentra muy fracturada y con algunas cavidades en la base originadas por la erosión del mar. Como tal no se obtuvo muestra de esta zona, pero se hizo un acercamiento en lancha y se observaron las mismas características litológicas y estructurales que el hallado en San Juanito, por lo tanto lo correlacionamos con ésta unidad (Figura IV.09).

#### IV.1.1.4 Monzogranito (granito gris)

La roca es de color gris claro, con cristales de color rosa claro y blanco, con minerales de color negro dispersos dispuestos en forma de motas, minerales blancos así como algunas manchas color pardo muy aisladas que indican oxidación. Presenta textura fanerítica de grano medio, con disposición masiva y compacta.

En campo se colectaron muestras de esta roca plutónica para estudios de petrografía y geocronología (muestra SJ-10-03), de la cual se separaron circones para ser fechados por el método U-Pb.

Ésta roca plutónica félsica está formada por feldespato alcalino en mayor proporción, cuarzo, y plagioclasa cálcica. Además se observa un pequeño porcentaje de biotita y hornblenda como minerales accesorios y se presenta una alteración media que se manifiesta en los feldespatos y las micas, donde hay cristales parcialmente alterados a sericita (Figura IV.10).

Del estudio petrográfico se obtuvo que el tamaño de grano varía de medio (1 a 5 mm) a grueso (5 mm a 3 mm). Los cristales en su mayoría son subhedrales o hipidiomórficos. Los feldespatos potásicos se presentan en cristales anhedrales o hipidiomórficos con tamaño promedio de 2 mm. Los cristales de plagioclasas son euhedrales o idiomórficos con tamaño promedio de 2 mm, mientras que los cuarzos son anhedrales con tamaño variable de 1 mm hasta 3 mm. La textura es hipidiomórfica granular, ya que los minerales son en su mayoría equidimensionales con un tamaño de grano promedio de 3 mm. De acuerdo al grado de cristalinidad la roca es holocristalina.

Los feldespatos tienen alteración sericítica muy avanzada en algunos cristales y en otros es insipiente. Las plagioclasas, en su mayoría cálcica, son de forma tabular y presentan antipertitas (cristales de plagioclasas rodeados por feldespato K), algunos cristales tienen zoneamiento, y también observamos pertitas, mirmekitas y maclas de Carlsbad. Los cuarzos tienen extinción ondulada y presentan bordes corroídos y suturados. Estos bordes son comunes en rocas magmáticas, donde la corrosión de caras, vértices y aristas de los cristales es frecuentemente un indicio de procesos en los que los minerales estuvieron bajo nuevas condiciones de temperatura y de composición.



▲ Figura IV. 10 Afloramiento del monzogranito en la zona este de la isla.

Los minerales accesorios que contiene son biotita, hornblenda, que se presentan en cristales tabulares, circones, apatitos y algunos opacos con forma circular en lámina delgada. Como minerales secundarios tenemos la clorita y la sericita como principal alteración de los feldespatos.

Esta unidad se localiza al este de la Isla San Juanito, con coordenadas latitud N 21°45'11.9'', longitud W106°40' (WGS84). El ejemplar recolectado para análisis petrográfico y geocronológico de ésta unidad corresponde a la clave SJ-10-03.



▲ Figura IV. 11 Afloramiento del Monzogranito, zona este de la Isla San Juanito.

Esta unidad fue clasificada como un granito en campo, y se concluyó esta clasificación en el laboratorio como un monzogranito de biotita. Dicho monzogranito se encuentra intrusionando a las unidades adyacentes, excepto a la unidad de areniscas-lutitas que se encuentra cubriendo el cuerpo plutónico.

Morfológicamente muestra una zona elevada respecto a las demás unidades geológicas que se encuentran en contacto, con una altura máxima de 45 msnm. En el afloramiento la roca se encuentra masiva en un escarpe de una altura aproximada de 20m. Este granito está en contacto discordante con las areniscas, que lo cubren parcialmente (Figura IV.11).

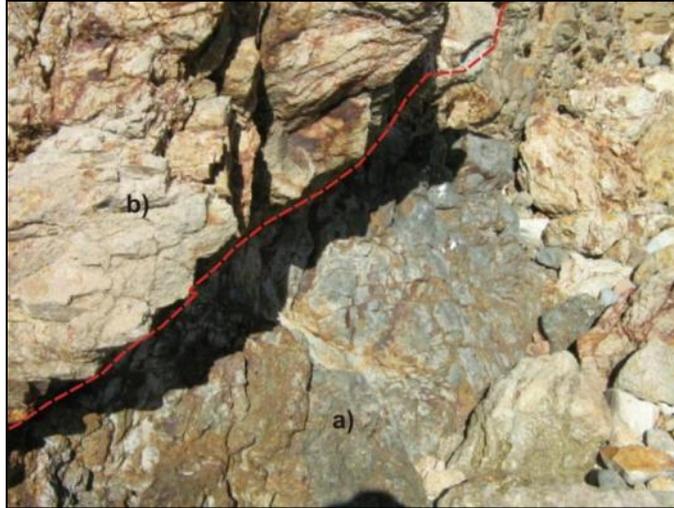
#### IV.1.1.5 Dique Cuarzo-Feldespático

Es de color gris oscuro al intemperismo, y gris claro con algunas motas blancas al fresco, y de composición cuarzo feldespática (Figura IV.12).

Este dique se encuentra en la zona noroeste de la isla, con coordenadas latitud  $N21^{\circ}46'13.7''$ , longitud  $W 106^{\circ}40'40.9''$  (datum WGS84).

Geométricamente es tabular, tiene un espesor aparente de 2m, y se extiende desde la línea de costa hasta el borde del escarpe a unos 40msnm.

La unidad se encuentra intrusionando al complejo metamórfico San Juanito, pero sobre éste dique se depositan las areniscas y un conglomerado intraformacional, además, está en contacto paralelo con otro dique de composición dacítica, hacia el norte.



▲ Figura IV. 12 Contacto entre el a) dique cuarzo-feldespático (SJ-11-07) y b) dique fenodacítico (SJ-11-08).

#### IV.1.1.6 Dique fenodacítico

La roca es muy densa de color gris verdoso con motas de color pardo, al intemperismo se presenta color rosa a crema, amarillento y pardo amarillento. La matriz es afanítica de color gris claro con presencia de fenocristales correspondientes a cuarzo, ferromagnesianos y feldespatos con tamaños de 1 a 4 mm y euhedrales en muestra de mano.

El análisis petrográfico en esta roca permitió distinguir el grado de cristalinidad: holocristalina, y textura porfídica con una matriz microcristalina con inclusión de fenocristales de los cuales se puede observar una asociación mineral de cuarzo, plagioclasas, biotita en una matriz microcristalina. Los cristales de cuarzo son anhedrales, presentan bordes corroídos y su tamaño oscila entre 0.5 mm y 2 mm; mientras que los feldespatos son cristales subhedrales con maclas de Carlsbad. Las plagioclasas se encuentran ligeramente sericitizadas con un tamaño aproximadamente de 1.7 mm. Por otra parte los cristales de biotita son tabulares subhedrales con tamaño promedio de 0.7 mm. Observamos una elevada cloritización en la roca, de ahí el color verdoso. La matriz es microcristalina, con cristales dispuestos aleatoriamente con colores de interferencia de primer orden. Se pueden observar algunos cristales con hábitos radiales y pleocroismo al polarizador que va de amarillo claro a pardo tenue, sin embargo, no son identificables en lámina delgada. También se pueden observar algunas vetillas de cuarzo.

El afloramiento se localiza al noroeste de la isla con coordenadas latitud N 21°46'13.6'', longitud W 106°40'41''. El ejemplar recolectado para análisis petrográfico y geocronológico de ésta unidad corresponde a la clave SJ-11-08. Se encuentra en contacto con el dique de composición cuarzofeldespático (SJ-11-07).

Geoméricamente es tabular con un espesor aparente de 1.40m, y presenta una extensión que va desde la playa (0msnm) hasta la cima del escarpe (aproximadamente 40msnm) (Figura IV.12).

#### IV.1.1.7 Conglomerado Polimíctico

El conglomerado polimíctico tiene clastos de composición diversa. Contiene fragmentos de rocas del esquisto y del monzogranito, además de clastos de cuarzo con tamaños variables desde los 3cm hasta 20cm que se encuentran subredondeados y subesféricos. No se observa una dirección preferencial y está soportado clasto a clasto (Figura IV. 13).

Algunos clastos presentan oxidación con colores verdes. La matriz representa aproximadamente el 20% de la roca y está compuesta por arenas finas de color verde oscuro a negro. El conglomerado está intemperizado con algunas fracturas y dentro de las fracturas se puede observar un ligero flujo de oxidación.



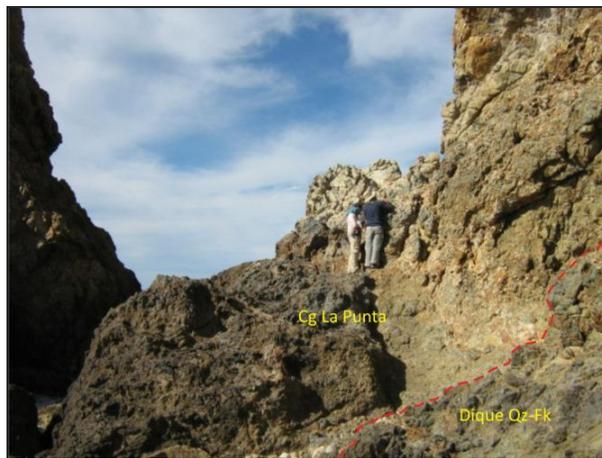
▲ Figura IV. 13 Conglomerado polimíctico, clastos de hasta 20 cm de diámetro en su eje mayor.

Para análisis petrográfico y de procedencia, se tomaron muestras de los clastos. La muestra correspondiente tiene la clave SJ-10-05 y corresponde a un clasto del esquisto de muscovita en el conglomerado polimíctico de textura foliada y con bandas por la foliación con texturas lepidonematoblásticas. Por la forma de los cristales de las micas se pueden observar al menos dos orientaciones de deformación marcadas por la foliación en dos direcciones. El esquisto es una roca metamórfica cuyo protolito se caracterizaba por un marcado carácter sedimentario. Presenta una asociación en equilibrio de cuarzo, muscovita, biotita, plagioclasa, feldespatos alcalinos y clorita. Uno de los rasgos texturales más destacados en esta lámina es el gran desarrollo de la esquistosidad que está manifestada como plegamiento y la formación de micropliegues debidos a los esfuerzos al que fue sometida esta roca. La asociación mineral presente en los clastos de esquisto de muscovita es cuarzo, feldespato, plagioclasa, muscovita, sericita y opacos.

Esta unidad aflora al este de la isla con latitud N 21°44'59" y longitud W 106°39'56", se encuentra depositado discordantemente sobre el esquisto y es intrusionado por el cuerpo monzogranítico (SJ-10-03). Además se encuentra discordante con la unidad de areniscas-lutitas. Su distribución es limitada y sólo fue encontrado de forma puntual en este afloramiento.

#### IV.1.1.08 Conglomerado la Punta

El conglomerado se encuentra de forma masiva, con un espesor de 15m aproximadamente. En ésta zona no hay acumulación de sedimentos recientes, ya que el conglomerado se encuentra en el límite de la línea de costa (Figura IV.14). Se distribuye a lo alto del escarpe con una altura máxima de 25 m y sin aparente extensión lateral hacia el norte de la isla. Cabe mencionar que debido a la topografía accidentada de la isla en esta zona, el conglomerado no fue delimitado en su totalidad en el campo. Se encuentra depositado sobre el esquisto y es intrusionado por el dique fenodacítico (SJ-11-08). Su contacto con el intrusivo es difuso, pero en algunas partes se observa lineal y respecto al esquisto, está inferido, ya que contiene clastos de esta unidad y en la zona no se observa otra unidad.



▲ Figura IV. 14 Se observa la amplitud del afloramiento del conglomerado La Punta y su contacto con el dique cuarzo feldespático.



▲ Figura IV. 15 Conglomerado polimíctico, en el que se distinguen los clastos que conforman el conglomerado, pica mide aproximadamente 30 cm.

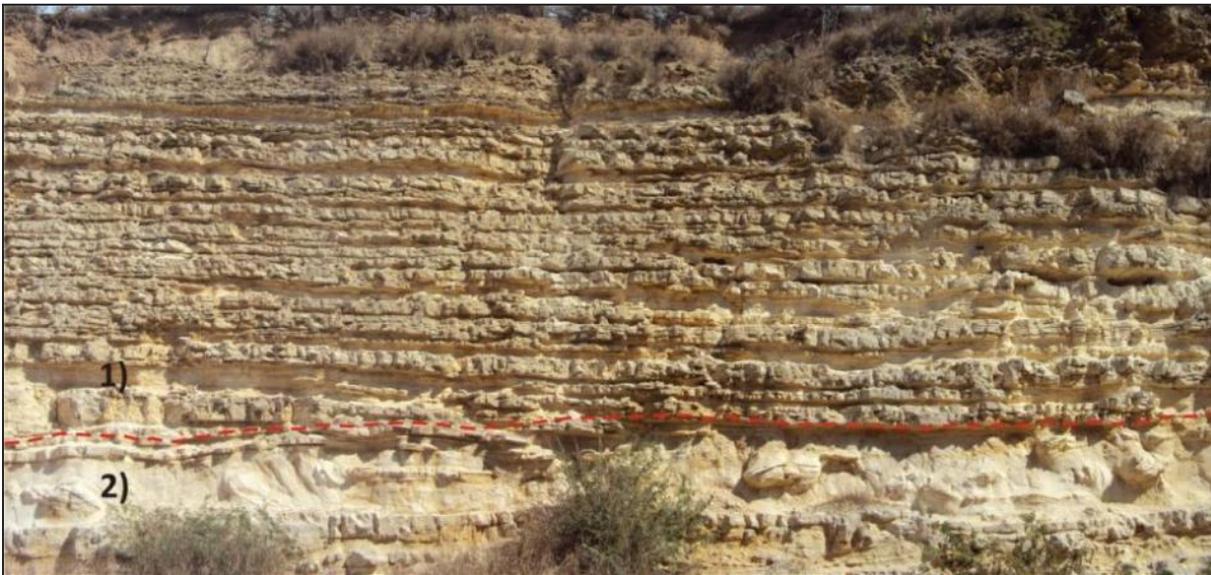
Es un conglomerado polimíctico con clastos de esquisto y clastos de los cuerpos intrusivos de la isla, no presenta clastos de cuarzo. Los clastos tienen un tamaño variable de 5cm hasta 20cm. El conglomerado está clastosoportado y algunos clastos presentan oxidación con alta esfericidad (Figura IV.15). Esta

unidad aflora al noroeste de la isla, con coordenadas latitud N 21°46'13", longitud W 106°40'41" (WGS84).

#### IV.1.1.9 Secuencia de Areniscas-Lutitas

Las unidades sedimentarias presentes en esta isla, las correlacionamos con las unidades estratigráficas descritas en la Isla María Madre previamente por Carreño (1985) y Mc Cloy *et al.*, (1988), y denominada "*secuencia Ojo de Buey*" por Pompa Mera *et al.* (2013). Esta secuencia fue dividida de acuerdo a las deformaciones de las estructuras y posición estratigráfica en dos unidades: 1) La "*secuencia Ojo de Buey inferior*" y 2) "*secuencia Ojo de Buey superior*" (Figura. IV.16). La "*secuencia Ojo de Buey inferior*" y una parte de la "*secuencia Ojo de Buey superior*" corresponden a los sedimentos estudiados por Carreño (1985) y McCloy *et al.* (1988) en tres secciones específicas en la parte NE de la Isla María Madre denominada Camino a Balleto, Playa Caleras, y Arroyo Hondo.

Los afloramientos en la "*secuencia Ojo de Buey inferior*" se encuentran localizados en la parte noreste mientras que los afloramientos de la "*secuencia Ojo de Buey superior*" están principalmente localizados a lo largo del este y sureste de la costa de la isla María Madre con un echado al NW (296°/12°) (Pompa Mera *et al.*, 2013).



▲ Figura IV. 16 División de la secuencia sedimentaria, "*secuencia Ojo de Buey*" en la Isla María Madre, 1) "*secuencia Ojo de Buey inferior*", 2) "*secuencia Ojo de Buey superior*", camino a playa Caleras.

El afloramiento que se describe y con el que se correlacionó las unidades sedimentarias en la Isla San Juanito se localiza en la Isla María Madre. Localizado en el camino que va a playa Caleras, la vista del afloramiento descrito tiene una orientación N08°E (Figura IV.16) y con coordenadas 13Q 0333817mE, 2399145mN, 5.44 msnm.

Los estratos de esta secuencia se encuentran horizontales y concordantes y de acuerdo a su litología se definieron cuatro facies:

- a) Hacia la base se observa una secuencia de arenas finas con laminación horizontal <OBb>.
- b) La facies <OBc> se aprecia una laminación tipo slump, esto como producto de un deslizamiento de los estratos previamente sedimentados.
- c) <OBd> en este horizonte se presenta una laminación paralela.
- d) Hacia la cima de la secuencia hay una intercalación de lutitas o limos y areniscas de grano fino denominada <OBe>, en esta facies no es muy notoria la transición.

La secuencia tiene cuatro horizontes definidos correspondientes a una secuencia sedimentaria de plataforma. Las facies OBb y OBc corresponden a las unidades de la “*secuencia Ojo de Buey inferior*” descritas por Pompa Mera *et al.* (2013) y las facies OBd y OBe corresponden a la “*secuencia Ojo de Buey superior*”.

Descripción de las microfacies de la “*secuencia Ojo de Buey*”, Isla María Madre

De forma general el afloramiento del camino a playa Caleras tiene coloraciones cremas y presenta desarrollo de suelo e intemperismo de tipo biológico hacia la cima de la secuencia.

La geometría de los estratos de forma general es tabular. El tipo de contacto según la superficie de estratificación es disperso e irregular, y neto y difuso hacia los estratos más erosionados.

Considerando los espesores de los estratos su clasificación es aleatoria, ya que no es regular su disposición (Figura IV.17).

#### *Facies OBb*

Esta secuencia de estratos está constituida por una laminación de arenas finas calcáreas y limos dispuestos paralelamente hacia la base. Son de color crema, con intemperismo de tipo biológico. El espesor del estrato oscila entre 10 y 36 cm, los estratos se presentan de forma tabular y tienen bioclastos de hasta 10cm de diámetro en su eje mayor, identificados como bivalvos (Figura IV.17).

La existencia de fósiles en la Isla María Madre fue por primera vez reportada por miembros de la Academia de Ciencias de California que exploraron las Islas Marías en 1925 (Hanna, 1926). Después describen las diatomitas del Mioceno y moluscos del Plioceno colectados en varias expediciones (Jordan y Hertlein, 1926; Hanna y Grant, 1926; Hertlein y Emerson, 1959), McCloy *et al.* (1988).

#### *Facies OBc*

En ésta facies se puede apreciar una laminación ondulada hacia la base, con arenas calcáreas de grano fino de color crema (Figura IV. 17). Se encuentra en contacto con una estratificación tipo slump o de carga, seguida de una estratificación cruzada planar predominante; sin embargo, en algunas ocasiones se pude encontrar una estratificación cruzada curva. El tamaño de los estratos oscila entre 45.5 cm y los 60cm, las arenas son de grano fino, colores grises a crema y presentan una esfericidad. Los clastos son en su mayoría arenas calcáreas y cuarzo. Con la petrografía (muestra 0917; Pompa-Mera *et al.*, 2013) se observan fragmentos de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, en menor proporción biotita, clorita, epidota, calcita, sílice microrcristalino, yeso y escasos fragmentos de foraminíferos retrabajados (Pompa-Mera *et al.*, 2013).



▲ Figura IV. 17 Facies OBb, a OBe de la secuencia de plataforma de las interpretaciones de McCloy *et al.* (1988).

#### *Facies OBd*

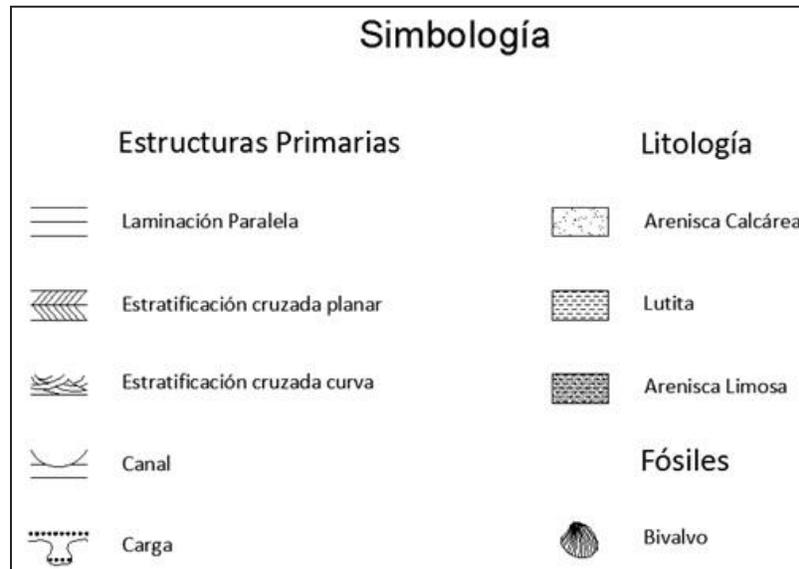
Las facies OBd se caracterizan por tener un color crema claro y rosa pálido de grano fino con clastos redondeados y bien clasificados, dispuestos en paquetes paralelos.

#### *Facies OBe*

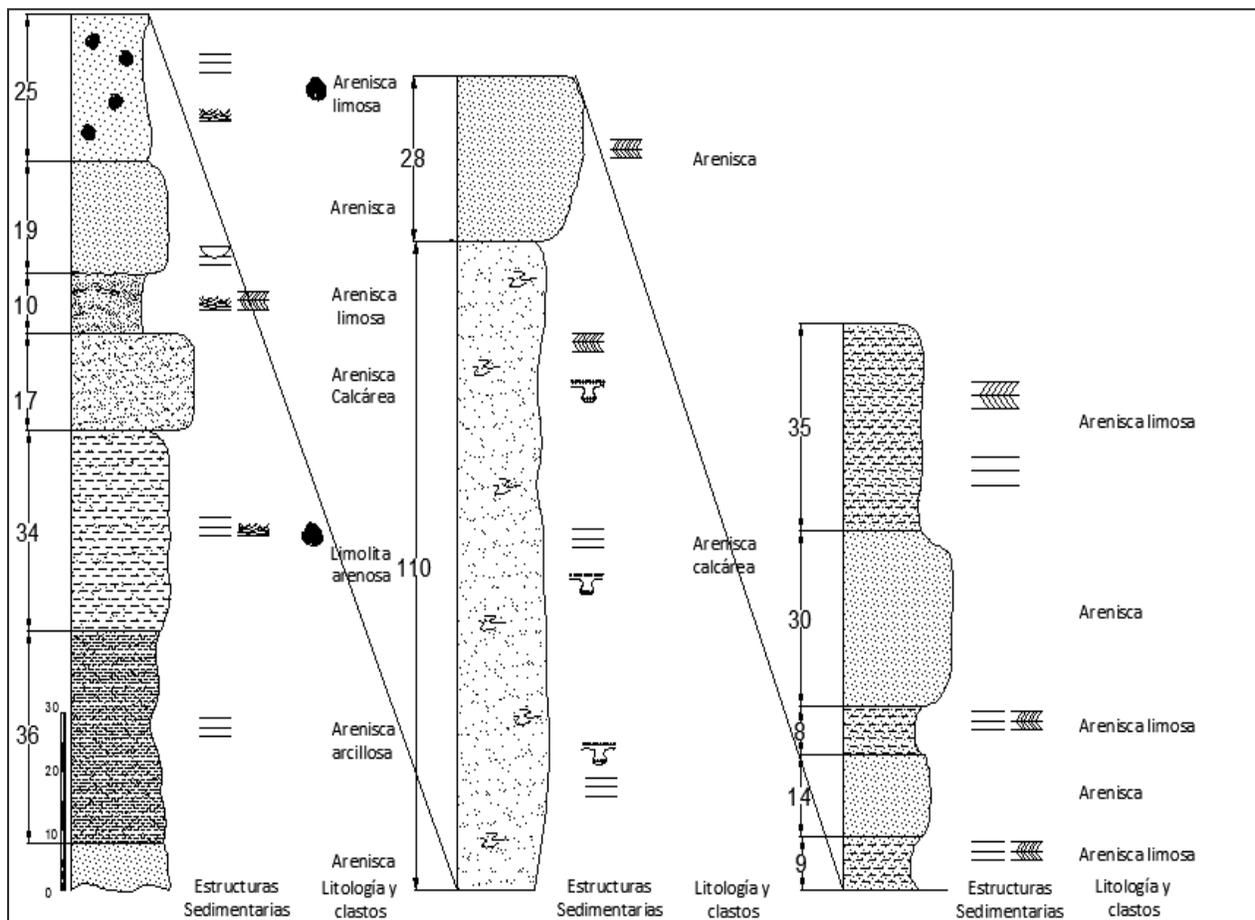
Presencia de sedimentos pelágicos, intercalaciones de laminación de arenas limosas y arcillas, de grano muy fino, de color crema claro y gris claro. Los espesores de areniscas limosas que contienen laminación oscilan entre 8 y 9cm, mientras que las arcillas se encuentran entre 14 a 35 cm.

En general, los estratos contienen abundantes foraminíferos, restos de braquiópodos (Paleozoico) y pelecípodos (Mesozoico y Cenozoico) que indican depositación en aguas someras, cálidas y en parte probablemente en la zona litoral (Chiñas, 1963).

La columna estratigráfica que medimos en campo de este afloramiento en el camino a playa Caleras (Figura IV. 19) muestra los cuatro horizontes de la secuencia.



▲ Figura IV. 18 Simbología de la columna estratigráfica “secuencia Ojo de Buey”.



▲ Figura IV. 19 Columna estratigráfica de la “secuencia Ojo de Buey”, sección medida en Camino a Playa Caleras, Isla María Madre.

En la Isla San Juanito la “*secuencia Ojo de Buey*” se encuentra en la zona sureste, con coordenadas N21°44' 58.6", W106°39'56.7" y la identificamos como secuencia de areniscas lutitas.

La unidad se encuentra en contacto discordante con el conglomerado polimíctico la formación aflora en la playa tiburones. Por las características en los estratos correspondientes a la “*secuencia Ojo de Buey*”, corresponde a los horizontes OBc, OBd y OBe. Como se observa en la imagen (Figura IV.20) la secuencia se encuentra ligeramente basculada, con un azimuth del echado que varía de 53° a 67° y un echado de 18° a 20°.



▲ Figura IV. 20 Afloramiento en la Isla San Juanito *secuencia de areniscas- lutitas (sec Ar-Lut)* en contacto discordante con el conglomerado polimíctico (Cg Plm). Se observa ligero vasculamiento.

#### IV.1.1.10 Depósitos recientes de playa

Como depósitos recientes de playa se suman los sedimentos resultantes de alteración y/o intemperismo, así como la acumulación de material marino, ya que en la zona litoral se encuentran un gran aporte de corales. Se encuentran distribuidos en porciones a lo largo de toda la costa de la isla y en esta tesis fueron cartografiados los más extensos, que se encuentran en la playa sur y suroeste y en la playa noroeste de la isla. Debido a la presencia de arrecifes de coral en gran parte del suroeste y oeste de San Juanito, los depósitos recientes se componen principalmente de fragmentos coralinos. Los depósitos coralinos están acumulados en grandes montículos distribuidos en la playa y pueden llegar hasta 20msnm. En la playa noroeste, en donde se encuentra el esquistos de mica blanca, se encuentran acumulaciones de clastos de composición granítica, que están redondeados y tienen tamaños desde 2 mm hasta 1 cm. En la playa sureste los recientes están compuestos en su mayoría por sedimentos

arenosos producidos por la erosión de la secuencia de areniscas-lutitas (secuencia “Ojo de Buey”; Pompa-Mera *et al.*, 2013) (Figura IV.21).



▲ Figura IV. 21 Se puede observar la dimensión de las acumulaciones en la línea de costa, principalmente fragmentos coralinos.

## IV.1.2 Mapa geológico

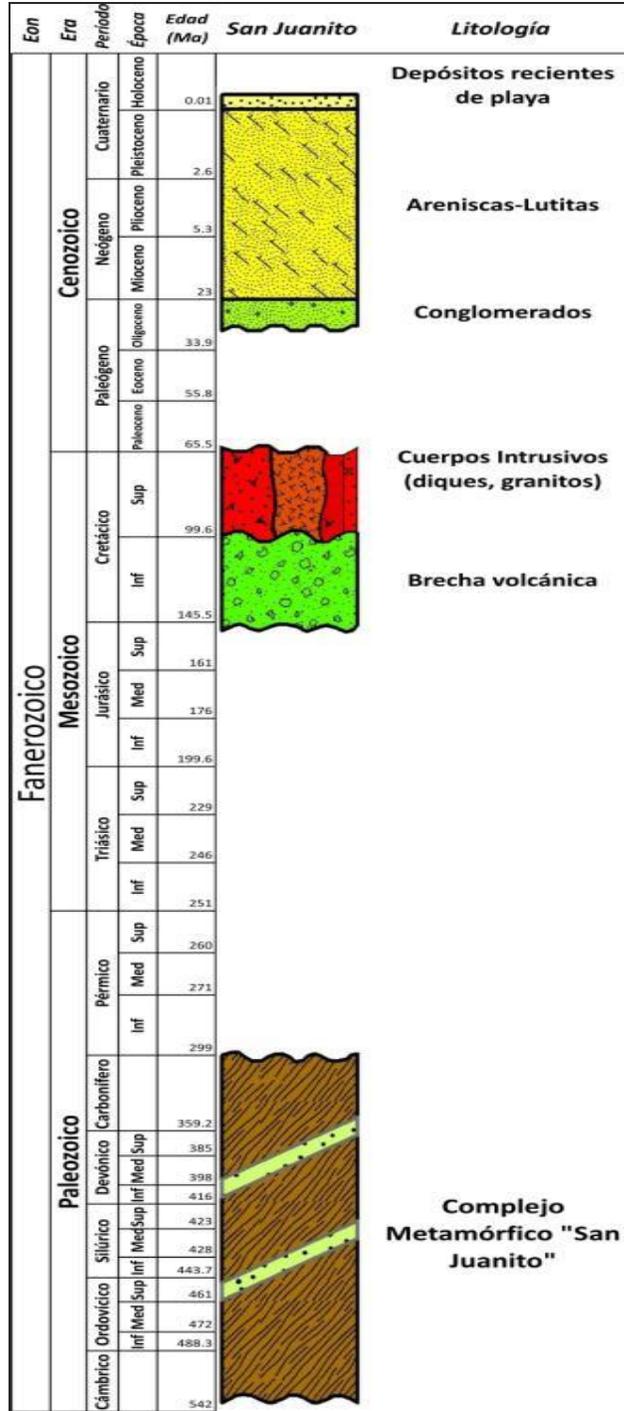
La disposición espacial de las unidades litológicas y sus relaciones estratigráficas están detalladas en el mapa geológico, elaborado a una escala de 1:35000 (Ver Anexo B).

### IV.1.3.1 Secciones geológicas

Realizamos dos secciones geológicas, que presentan cambios de dirección. Fueron diseñadas de este modo para mostrar las relaciones estratigráficas de todas las unidades expuestas en la Isla San Juanito. La primera (A-A') tiene una orientación S05°W – N05°E a S29°W-N29°E, con una elevación exagerada cuatro veces para mejor apreciación de los rasgos geológicos. La sección dos (B-B') con orientación N31°W-S31°W a N13°W-S13°E tiene una exageración vertical de tres veces (Anexo B).

**IV.1.3.2 Columna Estratigráfica**

De acuerdo al análisis de las unidades litológicas, observaciones en campo y a los resultados de geocronología, generamos la siguiente columna estratigráfica (Figura IV.22).



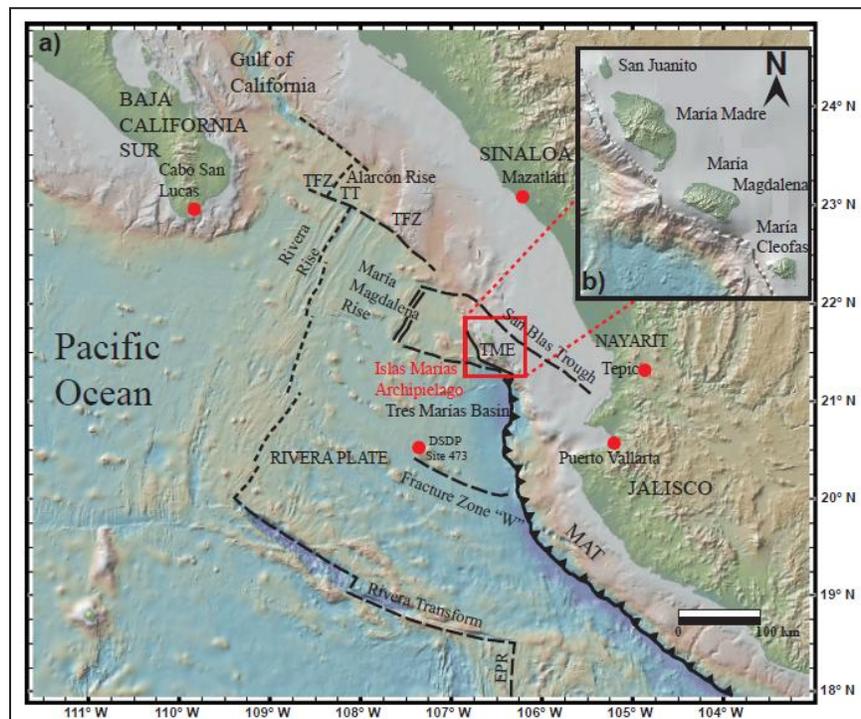
▲ Figura IV. 22 Columna estratigráfica de la Isla San Juanito.

## IV.2 Geología Estructural

La *geología estructural* se ve condicionada a la posición geográfica, ya que el archipiélago se encuentra en el borde occidental de la plataforma continental. Existen rasgos característicos que revelan una zona de levantamiento, alineada a la unidad estructural del macizo de Jalisco y Michoacán-Guerrero.

En la Isla San Juanito la estructura corresponde a la de una terraza de bordes escarpados cuyo basamento está cubierto por estratos sedimentarios marinos, casi horizontales, de un espesor que alcanza los 30m (Chiñas, 1963).

Al NW-SE orientación de las cuatro Islas Marías pueden ser observadas en imágenes satelitales, con un eje mayor paralelo a los límites de transformación entre las placas de Rivera y la Norteamericana (Ness, 1982). (Figura IV. 23)



▲ Figura IV. 23 Contexto tectónico estructural de las Islas Marías, tomada de Pompa –Mera *et al.* (2013).

El movimiento de las placas tectónicas Norteamericana, del Caribe y de Cocos, convergen en el sureste mexicano desde el Oligoceno Tardío (Morán-Zenteno *et al.*, 2000); la placa Norteamericana tiene un movimiento relativo hacia el oeste respecto a la del Caribe, mientras que la de Cocos se mueve hacia el noroeste en dirección hacia las dos primeras. (Padilla y Sánchez *et al.*, 2007).

### IV.2.1 Análisis Estructural

En este apartado se presentan los datos estructurales que fueron medidos en las visitas a campo. Se midieron estructuras geológicas primarias y secundarias de algunas unidades de la isla (Figura IV.24), en las que destacan el fracturamiento del granito gris (monzogranito), el granito rosa (sienogranito), la foliación del esquistos de muscovita, así como la inclinación de la secuencia sedimentaria.



▲ Figura IV. 24: Medición de datos estructurales en la unidad de granito gris (monzogranito), Isla San Juanito.

Para el esquistos de mica se colectaron datos de fracturas así como de foliación, lineación y de la charnela (Tabla IV.1a y b).

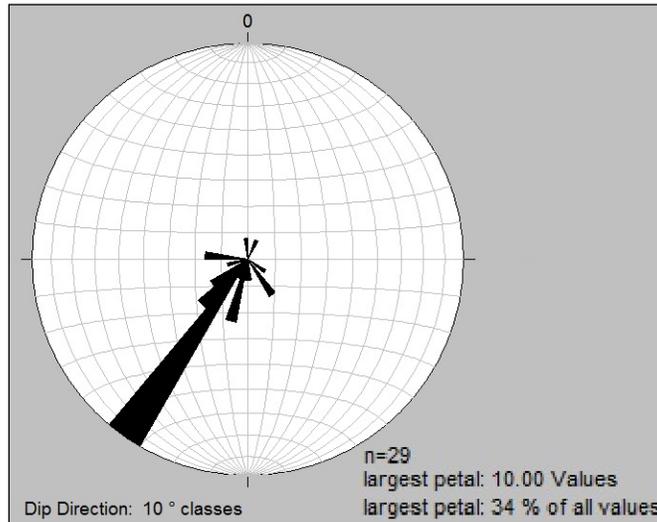
No. Datos	Azimut	Azimut del Echado	Echado	Tipo	Apertura	Continuidad	Persistencia	Relleno	Rugosidad	Observaciones
1		278	78	Fractura	5cm	40cm	3/m	Sin relleno	Rugoso	Fracturamiento sinuoso
2		195	87	Fractura	0	45cm	2/0.5m			
3		176	86	Fractura	Cerrada	50cm	2/m	Oxido		
4		256	88	Fractura	Cerrada	30cm		Oxido		

*Tabla IV.1a Datos estructurales de fracturas del esquistos de muscovita.*

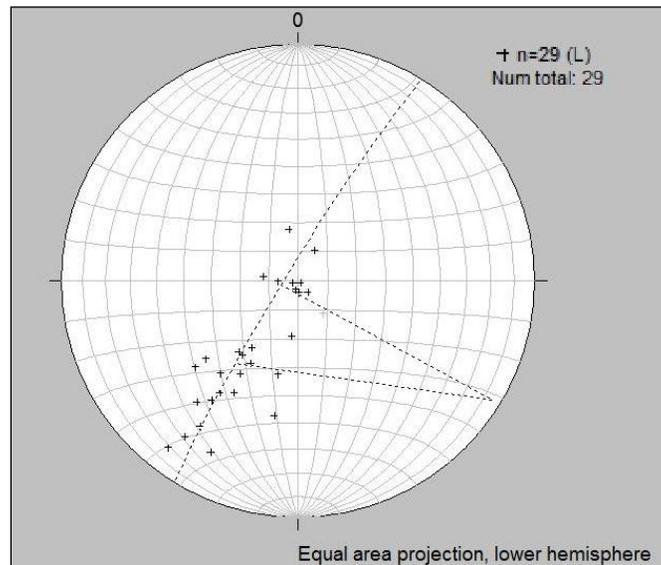
No. Datos	Azimut del Echado	Echado	Tipo
1	28	74	Charnela
2	270	83	Foliación
3	187	71	Charnela
4	230	48	Charnela
5	218	12	Lineación
6	122	89	Foliación
7	350	72	Charnela
8	192	57	Charnela
9	214	27	Charnela
10	220	58	Charnela
11	210	45	Charnela
12	230	43	Charnela
13	220	34	Charnela
14	210	57	Charnela
15	215	42	Charnela
16	216	20	Charnela
17	220	48	Charnela
18	212	52	Charnela
19	215	62	Charnela
20	207	20	Charnela
21	190	42	Charnela
22	216	38	Charnela
23	217	58	Charnela
24	143	76	Foliación
25	140	85	Foliación

*Tabla IV.1b Datos estructurales de charnelas, foliación y lineación del esquistos de muscovita.*

Graficando los datos con el software STERONET se puede observar en el diagrama de rosetas que en su mayoría de datos presentan una orientación S35°W con un echado de 10° con un porcentaje de 34% de los 29 datos graficados (Figura IV. 25). En el diagrama de la Figura IV.26 se observan unos puntos que corresponden a las líneas de charnela, la línea punteada corresponde al plano promedio que las contiene y que tiene un azumit del echado de 303° y un echado de 89°.



▲ Figura IV. 25 Diagrama de roseta, presenta la mayor concentración de datos con un 34% de los valores. Esquisto de muscovita.



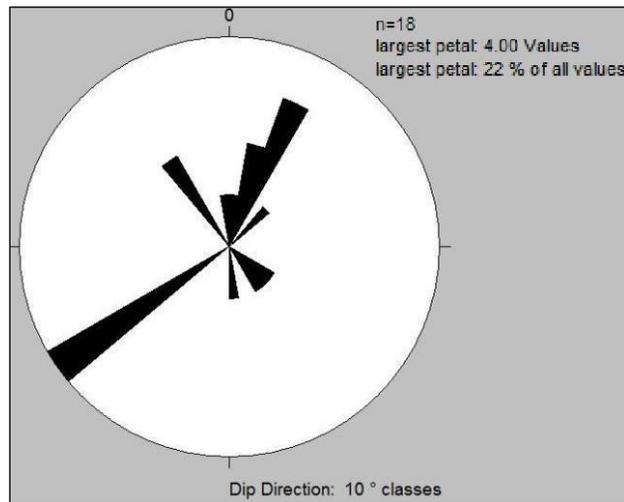
▲ Figura IV. 26 Los puntos que se observan son líneas de charnela. La línea punteada es el plano promedio que las contiene. Esquisto de muscovita.

El granito gris (monzogranito) se encuentra fuertemente fracturado por la pérdida de tensión que pierde un cuerpo intrusivo en el momento que asciende a la superficie. El fracturamiento y las fallas son la respuesta que se tiene ante un régimen frágil.

No. Datos	Azimut del Echado	Echado	Tipo
1	325	41	Fractura
2	329	35	Fractura
3	29	50	Fractura
4	29	50	Fractura
5	25	57	Fractura
6	5	72	Fractura
7	40	72	Fractura
8	15	41	Fractura
9	19	35	Fractura
10	235	50	Fractura
11	236	38	Fractura
12	232	40	Fractura
13	134	66	Fractura
14	145	80	Fractura
15	234	45	Fractura
16	355	46	Fractura
17	127	68	Falla
18	175	80	Falla

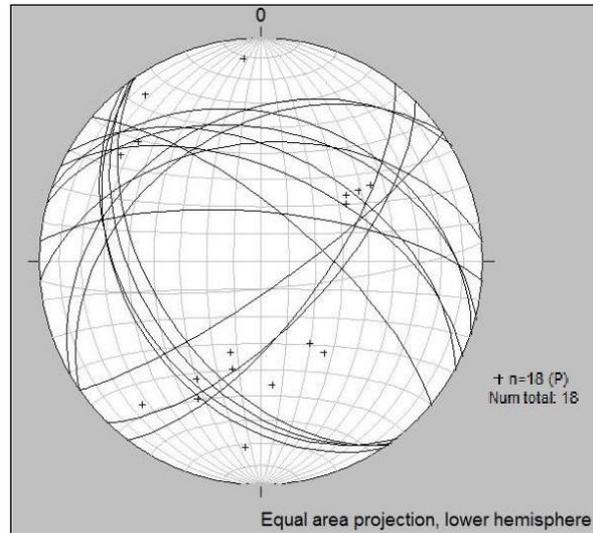
Tabla IV.2 Datos estructurales de fracturas y fallas del granito gris (monzogranito SJ-10-03).

En el diagrama de roseta (Figura IV.27) se observa dos direcciones preferentes de fracturamiento, la mayor se concentra al S55°W, con un 22% de los datos, la segunda dirección preferente tiene una dirección de N18°E. Total de datos graficados son 18 de los cuales dos valores corresponden a fallas (Tabla IV.2).



▲ Figura IV. 27 Diagrama de roseta para el granito gris (monzogranito).

En el diagrama de Wulff (Figura IV.28) las líneas representan planos de fracturamiento, los puntos son los polos de los planos y en dichas líneas se observa donde convergen representando el plano de falla, con una dirección promedio de N50°E, 55°al SE.



▲ Figura IV. 28 Diagrama de Wulff, planos de fractura del granito gris (monzogranito).

Al igual que el monzogranito (SJ-10-03), el sienogranito (SJ-10-07) presenta fracturamiento, (Figura IV.29). Los datos correspondientes a su fracturamiento están en la Tabla IV.3.

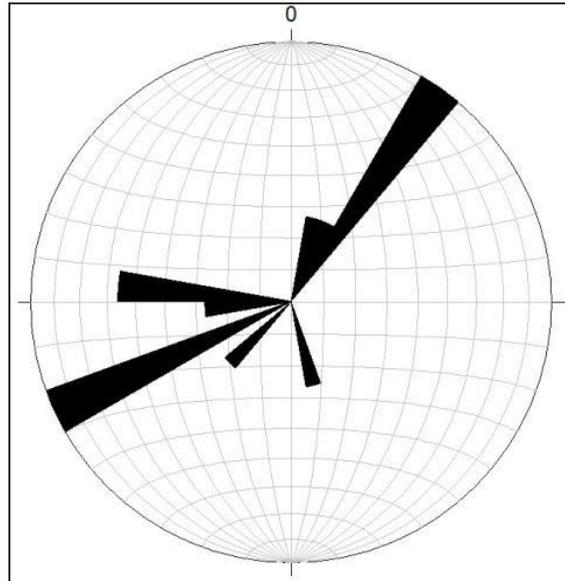


▲ Figura IV. 29 Se observa cómo se encuentra fuertemente fracturada la el sienogranito SJ-10-07.

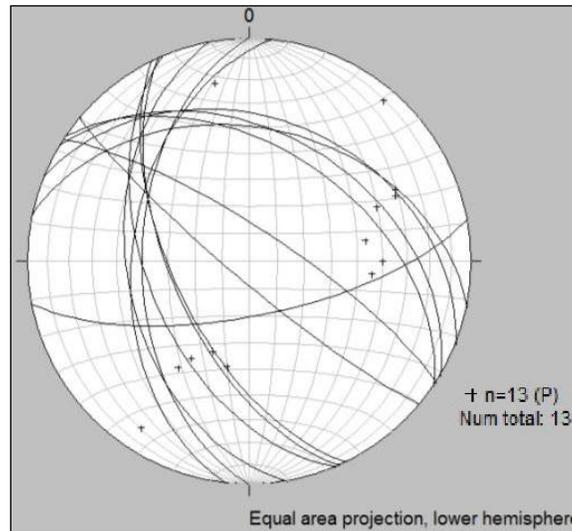
No. Datos	Azimet del Echado	Echado	Tipo
1	34	48	Fractura
2	22	36	Fractura
3	31	42	Fractura
4	33	78	Fractura
5	220	83	Fractura
6	169	70	Fractura
7	260	44	Fractura
8	276	46	Fractura
9	244	62	Fractura
10	12	40	Fractura
11	270	50	Falla
12	246	61	Falla
13	247	52	Falla

Tabla IV.3 Datos estructurales de fracturas y fallas del granito rosa (sienogranito SJ-10-07).

De igual forma, presentamos los diagramas estereográficos correspondientes del sienogranito (Figura IV.30).



▲ Figura IV. 30 Diagrama de roseta para el granito rosa (sienogranito SJ-10-07), los esfuerzos principales están orientados NE-SW.



▲ Figura IV. 31 Red estereográfica de Wulff, círculos mayores de fracturamiento del granito rosa (sienogranito SJ-10-07).

En el diagrama de la Figura IV.31 se observa el fracturamiento en dos direcciones preferenciales, de manera general, el plano que contiene las dos familias de fracturamiento tiene un rumbo N84°E con un echado 50° al SE.

De manera general, las unidades graníticas presentan dos direcciones preferenciales de fracturamiento y fallamiento de tipo normal, la primera con un azimuth del echado N35°E y un echado de 50° en promedio; y la segunda con un azimuth del echado de S65°W y echado de hasta 70° en promedio.

---

## CAPÍTULO V Geocronología

### V.1 Introducción

Determinar el orden en el que ocurrieron los procesos geológicos o el precisar la edad de la Tierra, es un tema de gran interés desde la antigüedad. Los primeros intentos realizados para conseguir dichos resultados se conocen como datación relativa.

El fechamiento relativo consiste en colocar los acontecimientos geológicos en un orden secuencial, según lo determine su posición en el registro geológico. Los principios estratigráficos: los principios de superposición, la horizontalidad original, la continuidad lateral, las relaciones transversales, las incrustaciones o inclusiones y la sucesión faunística son esenciales para determinar las edades *geológicas relativas*, así como para interpretar la historia de la Tierra. Una vez determinadas las edades relativas de las rocas, se pudo correlacionar rocas de edades similares. La correlación es la práctica que demuestra las equivalencias de unidades en diversas zonas. La equivalencia temporal se demuestra, sobre todo, correlacionando estratos con un contenido fosilífero semejante.

La *edad absoluta* se define como la cantidad de tiempo que transcurre desde su formación hasta nuestros días. Dicha cantidad se expresa en años. El fechamiento de las edades absolutas de las muestras de rocas se consigue, por lo general, determinando cuántos hijos radiogénicos de un sistema radiactivo se han formado.

La geocronología es una rama de la geología que determina las edades absolutas de rocas y minerales, apoyada de los proceso de geoquímica isotópica.

### V. 2 Radiactividad

La radiactividad fue descubierta a finales del siglo XIX y, poco más tarde, las primeras técnicas de fechamientos isotópicos permitieron determinar las edades absolutas de los acontecimientos geológicos.

La materia está compuesta por partículas extremadamente pequeñas denominadas *átomos*. La composición de los átomos se describe específicamente por el número de protones y neutrones que se encuentran presentes en el núcleo.

La cantidad de protones define el *número atómico* del elemento; la cantidad combinada de protones y neutrones del átomo es su número de *masa atómica*.

La composición del núcleo de un átomo está representada por la siguiente relación; la suma de protones y neutrones en el núcleo de un átomo o también denominado como número de masa:

$$A = Z + N$$

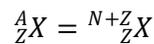
Donde:

A: es el número de masa atómica

Z: es el número de protones (número atómico)

N: es el número de neutrones

Otra forma utilizada para representar un átomo generalmente son los *núclidos*. La estructura de cualquier núclido está representada por notaciones cortas; consiste en anotar el símbolo químico del elemento, el número de masa escrito como un superfijo, y el número de protones como un sufijo, relación de notación: (véase ejemplos de la Tabla V.1.)



Donde:

X: Símbolo del elemento químico

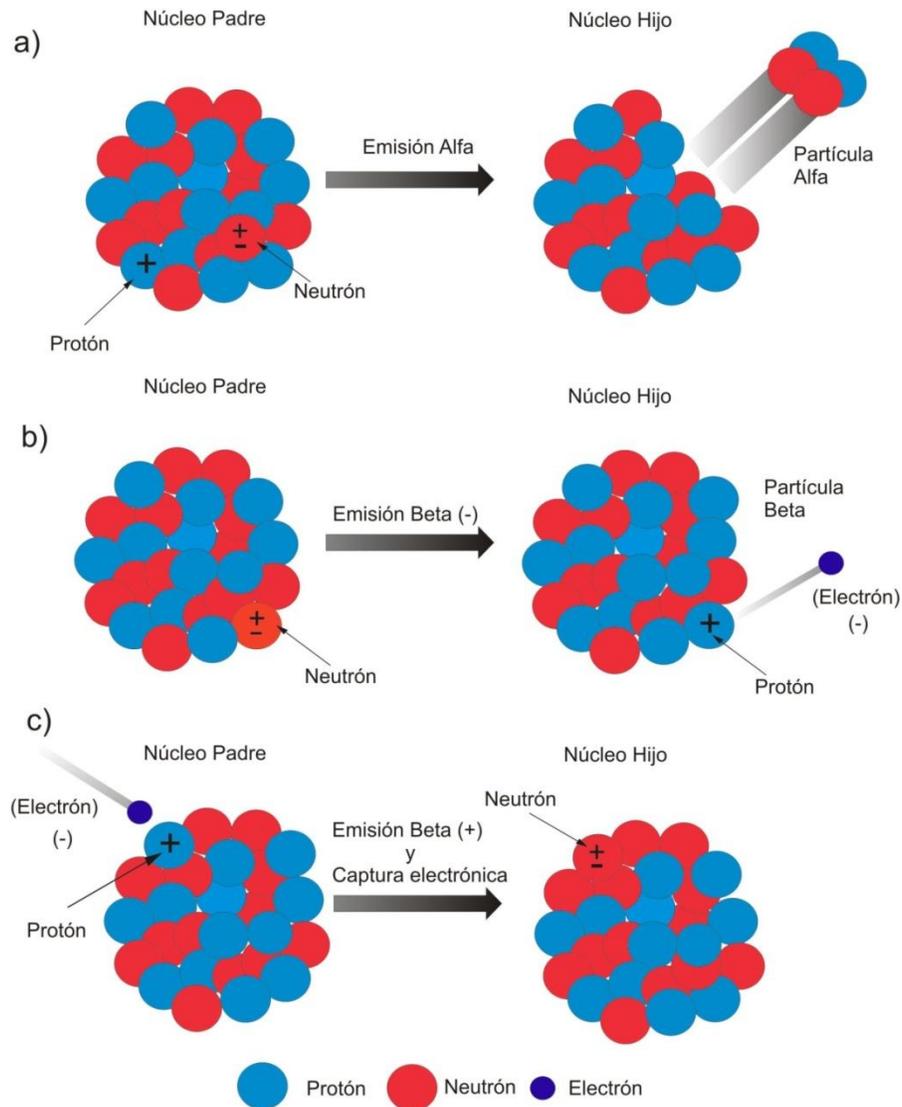
Sin embargo, no todos los átomos del mismo elemento tienen el mismo número de neutrones en sus núcleos. A estas disposiciones de los átomos se denominan *isótopos*. Generalmente casi todos los isótopos son estables, y los que no lo son, se desintegran por decaimiento radiactivo, convirtiéndose en una forma más estable. Aquellos que tienen el mismo número de neutrones pero diferente número de protones se denominan *isotónos*. Los que tienen el mismo número de masa se conocen como *isobáros*.

## V. 2. 1 Modelos de Decaimiento

Existen varios tipos de decaimiento radiactivo (Figura V.1), de los cuales mencionamos los tres más importantes para efecto de este trabajo, siendo resultado de un cambio en la estructura atómica, (véase Tabla V.1.).

TIPOS DE DECAIMIENTO	CARACTERÍSTICAS	EJEMPLO
Alfa	El núcleo emite dos protones y dos neutrones, con lo que se pierden dos números atómicos y cuatro números de masa atómica.	${}^{226}_{88}\text{Ra} \rightarrow {}^{222}_{86}\text{Rn} + {}^4_2\alpha$
Beta negativo	Un neutrón del núcleo emite un electrón a gran velocidad y se convierte en protón, lo cual aumenta en uno el número atómico, sin cambios en el número de masa.	${}^{24}_{11}\text{Na} \rightarrow {}^{24}_{12}\text{Mg} + {}^0_{-1}\beta$ ${}^{24}_{11}\text{Na} \rightarrow {}^{22}_{10}\text{Ne} + {}^0_{+1}\beta$
Beta positivo y Captura de un electrón	Un protón se convierte en un neutrón más un positrón. Ocurre cuando un protón atrapa un electrón de la capa de electrones y con ello se convierte en neutrón; el resultado es la pérdida de un número atómico, sin haber cambios en el número de masa.	${}^{55}_{26}\text{Fe} + {}^0_{-1}e \rightarrow {}^{55}_{25}\text{Mn} + X$

Tabla V.1. Tipos tres principales tipos de decaimiento radiactivo



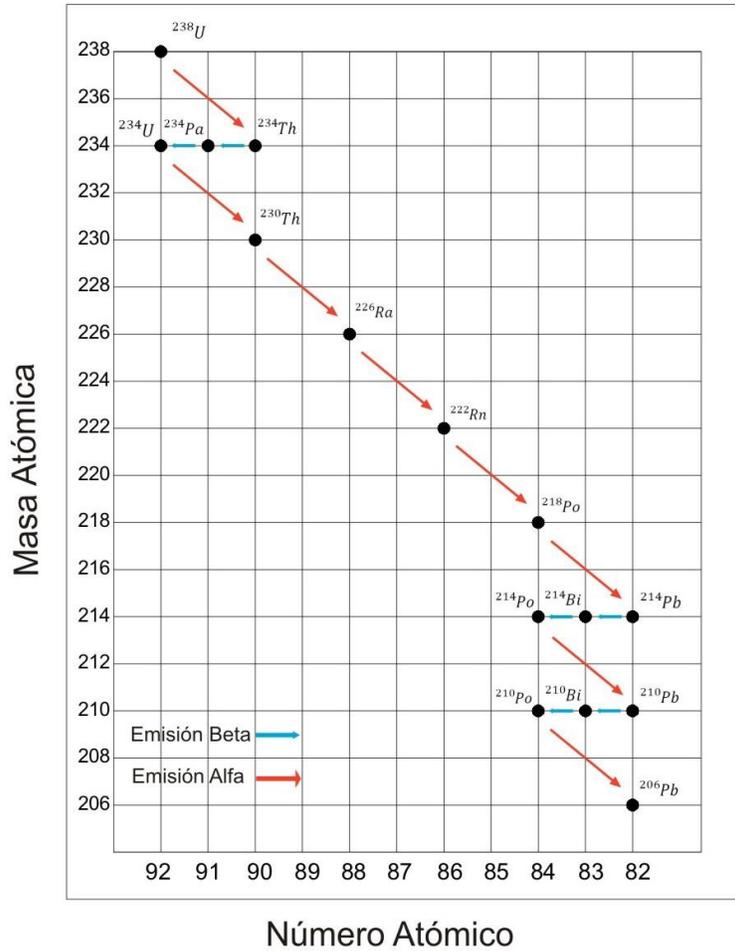
▲ **Figura V. 1 Tres tipos de decaimiento radiactivo.**

**a) Emisión alfa, en la que un núcleo padre inestable emite dos protones y dos neutrones.**

**b) Emisión beta negativo, en la cual el núcleo emite un electrón.**

**c) Captura de electrones, en la que un protón atrapa un electrón convirtiéndose en neutrón.**

Algunos elementos pasan por sólo una etapa de decaimiento al transformarse de una forma inestable a una estable. Por ejemplo, el rubidio 87 decae al estroncio 87 con una sola emisión beta, el potasio 40 decae al argón 40 atravesando varias etapas de decaimiento; es decir, es un decaimiento ramificado. El uranio 235 decae al plomo 207, al cabo de siete etapas alfa y seis beta, mientras que el uranio 238 decae al plomo 206 luego de ocho etapas alfa y seis beta (Figura V.2, Tabla V.2).



▲ Figura V. 2 Ejemplo del decaimiento del Uranio 238 ( $^{238}\text{U}$ ). Antes de llegar a una etapa final estable ( $^{206}\text{Pb}$ ), se producen diversos isótopos inestables en las etapas intermedias.

Isótopo	Partícula emitida	Vida media
$^{238}\text{U}$	$\alpha$	$4.510 \times 10^9$ años
$^{234}\text{Th}$	$\beta$	24.101 días
$^{234}\text{Pa}$	$\beta$	1.175 min
$^{234}\text{U}$	$\alpha$	$2.475 \times 10^5$ años
$^{230}\text{Th}$	$\alpha$	$8.0 \times 10^4$ años
$^{226}\text{Ra}$	$\alpha$	1622 años
$^{222}\text{Rn}$	$\alpha$	3.825 días
$^{218}\text{Po}$	$\alpha$	3.05 min
$^{214}\text{Pb}$	$\beta$	26.8 min
$^{214}\text{Bi}$	$\alpha$ (0.04%), $\beta$ (99.96%)	19.72 min
$^{214}\text{Po}$	$\alpha$	163.7 $\mu\text{seg}$
$^{210}\text{Pb}$	$\beta$	22.5 años
$^{210}\text{Bi}$	$\beta$	4.989 días
$^{210}\text{Po}$	$\alpha$	138.347 días
$^{206}\text{Pb}$		Estable

Tabla V. 2 Datos de Russell y Farquhar, 1960, series de decaimiento del uranio 238 ( $^{238}\text{U}$ ).

## V. 2. 2 Decaimiento Radiactivo

La velocidad con la que se desintegran estos isótopos inestables, la vida media es usada por los geólogos para determinar las edades absolutas de las rocas.

El *decaimiento radiactivo* es el proceso por el cual un núcleo atómico inestable se transforma espontáneamente a una configuración más estable con la emisión de partículas como las alfa, beta, gamma y energía de irradiación (Tabla V.2.).

Para que un elemento radiactivo sea útil en la datación absoluta es necesario que:

- Sea un elemento común
- Que su vida media sea el adecuado dependiendo del tiempo que se pretende medir.
- Que el isótopo hijo sea distinguible del isótopo padre (Silva *et al.*, 2011).

### V. 2. 2. 1 Principio de decaimiento

De acuerdo a la teoría de Rutherford y Soddy (Faure *et al.*, 2005) la tasa de decaimiento de un núclido inestable es proporcional al número de átomos (N) de acuerdo a cualquier instante de tiempo (t). Esta descrita con la siguiente ecuación:

$$-\frac{dN}{dt} \propto N \quad (1)$$

Donde  $\frac{dN}{dt}$  es la tasa de cambio de números de los átomos padres, y el signo negativo significa que la tasa de decaimiento disminuye en función del tiempo.

La equivalencia de la ecuación (1) se transforma en una igualdad cuando le introducimos la constante de proporcionalidad ( $\lambda$ ) denominada también como *constante de decaimiento*.

Por lo tanto la ecuación que describe la tasa de decaimiento en el radionúclido es:

$$-\frac{dN}{dt} = \lambda N \quad (2)$$

Ordenando la ecuación (2) e integrando tenemos la siguiente expresión:

$$-\int \frac{dN}{N} = \lambda \int dt$$

$$-\ln N = \lambda t + C \quad (3)$$

Si consideramos que las condiciones de la constante son  $N = N_0$  cuando el tiempo es cero, tenemos que:

$$C = -\ln N_0 \quad (4)$$

Sustituyendo estas condiciones en la ecuación (3) y ordenando los términos resulta la ecuación (9):

$$-\ln N = \lambda t - \ln N_0 \quad (5)$$

$$\ln N - \ln N_0 = -\lambda t \quad (6)$$

$$\ln \frac{N}{N_0} = -\lambda t \quad (7)$$

$$\frac{N}{N_0} = e^{-\lambda t} \quad (8)$$

$$N = N_0 e^{-\lambda t} \quad (9)$$

La ecuación (9) proporciona el número de núclidos padres ( $N$ ) que permanecen en un tiempo ( $t$ ) de una cantidad original de núclidos ( $N_0$ ) al inicio del decaimiento del sistema.

### V. 2. 2. 2 Vida Media

La *vida media* es el tiempo requerido para que la mitad del elemento padre radiactivo se desintegre y se convierta en un elemento hijo estable.

La constante de decaimiento ( $\lambda$ ) de un radionúclido está relacionada con la vida media o periodo de semidesintegración ( $T_{1/2}$ ); es decir, el tiempo en que un conjunto de núclidos se reduce a la mitad; esta relación se deriva de la ecuación (9). Por lo tanto la vida media ocurre cuando  $t = T_{1/2}$ ,  $N = \frac{1}{2}N_0$  sustituyendo estos valores en la ecuación (9) tenemos que:

$$\frac{1}{2}N_0 = N_0^{-\lambda T_{1/2}} \quad (10)$$

$$\ln\left(\frac{1}{2}\right) = -\lambda T_{1/2} \quad (11)$$

$$\ln 2 = \lambda T_{1/2} \quad (12)$$

$$T_{1/2} = \frac{\ln 2}{\lambda} = \frac{0.693}{\lambda} \quad (13)$$

Por lo que la ecuación (13) nos proporciona la relación entre la vida media de un radionúclido y la constante de decaimiento. En la Tabla V.3 se presenta la vida media de los principales sistemas de isotópicos radiactivos de vida larga empleados en la geocronología y los materiales fechables.

ISÓTOPOS		VIDA MEDIA DEL ELEMENTO PADRE (años)	INTERVALO DE FECHADO EFICAZ (años)	MINERALES QUE LOS CONTIENEN	OBSERVACIONES
Padre	Hijo				
Uranio 238	Plomo 206	$4.468 \times 10^9$	10 a 4 600 millones	Circón, Uraninita, Pechblenda, Epidota, Titanita, Apatito, Badellyita	Útiles para fechar rocas ígneas ácidas e intermedias; metamórficas y edades máximas de depósitos de rocas sedimentarias
Uranio 235	Plomo 207	$7.04 \times 10^8$			
Torio 232	Plomo 208	$14 \times 10^9$			
Rubidio 87	Estroncio 87	$4.88 \times 10^{10}$	10 a 4 600 millones	Muscovita, Biotita, Feldespato Potásico, Glauconita	Puede emplearse en rocas metamórficas o ígneas ácidas
Potasio 40	Argón 40	$1.25 \times 10^9$	100 000 a 4 600 millones	Glauconita, Muscovita, Biotita, Hornblenda	Sólo minerales excepto basaltos

Tabla V.3. Se presenta la vida media de los isótopos y cinco de los principales pares de isótopos radiactivos de vida media larga usados en el fechamiento isotópico (Geocronología)

### V. 3 Método U-Pb

El Uranio tiene naturalmente tres isótopos radiactivos:  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$  y  $^{234}\text{U}$ . El decaimiento de  $^{238}\text{U}$  (Figura V.2) produce una serie de nuclidos inestables en la que también se incluye al  $^{234}\text{U}$ , dando un núclido hijo final que es el  $^{206}\text{Pb}$  por emisión de ocho partículas alfa y seis beta. Así como el  $^{235}\text{U}$  decae finalmente a  $^{207}\text{Pb}$  por emisión de siete partículas alfa y cuatro beta.

Dado que las vidas medias de  $^{238}\text{U}$  y  $^{235}\text{U}$  son mayores comparadas con las vidas medias de sus núclidos hijo en la serie de decaimiento (Tabla V.4.). Se puede establecer que la tasa de producción de un átomo hijo estable al final de la cadena de decaimiento es igual a la tasa de producción de su isótopo padre, a este proceso se le conoce como equilibrio secular.

ISÓTOPO	VIDA MEDIA DEL ELEMENTO PADRE (años)	CONSTANTE DE DECAIMIENTO ( $\lambda$ )
$^{238}\text{U}$	$4\,510 \times 10^6$	$1.55125 \times 10^{-10} [\text{a}^{-1}]$
$^{235}\text{U}$	$713 \times 10^6$	$9.8485 \times 10^{-10} [\text{a}^{-1}]$

Tabla V. 4. Vidas medias de los isótopos de uranio

Las series de  $^{238}\text{U}$  y  $^{235}\text{U}$  son de desintegración paralela, lo que permite la comparación de las fechas obtenidas. Las edades coinciden siempre y cuando el sistema haya permanecido cerrado, lo cual raramente ocurre.

La pérdida y/o ganancia de Uranio o la pérdida de Plomo puede ser comparada por un método gráfico desarrollado por Ahrens (1955) y Wetherill (1956, 1963), denominado *curva concordia*.

### V. 3. 1 Diagrama la concordia

En procesos como es la inestabilidad del  $(\text{UO})_2$  del U, Th y Pb en un sistema; esto limita mucho la capacidad de obtener isocrónas de U-Pb, lo que podría invalidar los métodos de fechamiento de U, Th-Pb, sin embargo se puede resolver con el diagrama de la concordia.

Las relaciones de  $^{235}\text{U} - ^{207}\text{Pb}$  y  $^{238}\text{U} - ^{206}\text{Pb}$  forman una curva sobre la que se localizan todas las edades de U - Pb concordantes; también conocida como *curva concordia*. Si una edad se localiza fuera de la línea, ésta se considera discordante, esto indica que el sistema no permaneció cerrado. Es decir; si el sistema ganó uranio o perdió plomo en proporciones variables, los cristales graficarán por debajo de la curva concordia, sin embargo, si existió una pérdida de uranio, los cristales de circón graficarán por arriba de la curva. Si el sistema no ha perdido o ganado uranio y/o perdido plomo, los cristales graficarán sobre la curva de la concordia desde el origen es decir al cristalizar el magma hasta el punto que corresponde a la edad del sistema es decir cuando es medida la muestra (Villanueva-Lascurain ,2011). Las ecuaciones de la evolución de ambos sistemas se reorganizan para mostrar las relaciones de  $^{206}\text{Pb}$  radiogénico a  $^{238}\text{U}$  y  $^{207}\text{Pb}$  radiogénico a  $^{235}\text{U}$ :

$$\frac{{}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} - ({}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_0}{{}^{238}\text{U}/{}^{204}\text{Pb}} = \frac{{}^{206}\text{Pb}^*}{{}^{238}\text{U}} = e^{\lambda_1 t} - 1 \quad (22)$$

$$\frac{{}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} - ({}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_0}{{}^{235}\text{U}/{}^{204}\text{Pb}} = \frac{{}^{207}\text{Pb}^*}{{}^{235}\text{U}} = e^{\lambda_2 t} - 1 \quad (23)$$

Enseguida se calculan distintos valores de  $e^{\lambda_1 t} - 1$  y  $e^{\lambda_2 t} - 1$  para diferentes tiempos y se grafican dichos valores  $^{206}\text{Pb}^*/{}^{238}\text{U}$  obtenidos contra  $^{207}\text{Pb}^*/{}^{235}\text{U}$ , es así como se forma la curva concordia (Figura V.3.).

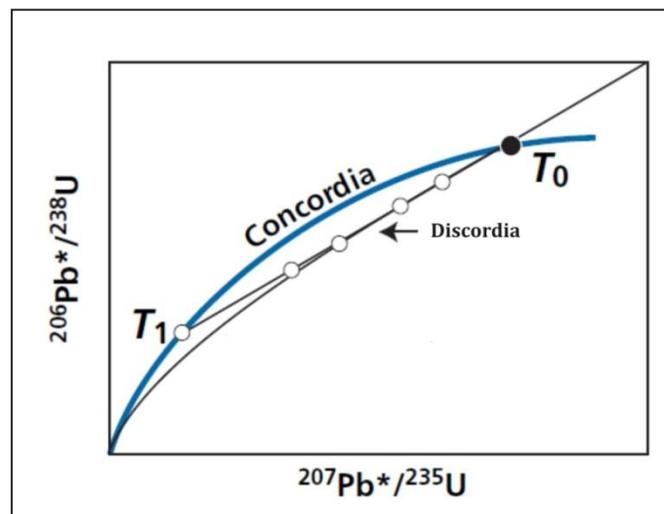
El uranio es un elemento móvil en condiciones de oxidación y tiende a escapar con el intemperismo químico. El plomo por su parte puede tener pérdida en el sistema por daños de radiación en el cristal al emitirse partículas alfa por el decaimiento del uranio, cuando un mineral de uranio cristaliza, no contiene plomo radiogénico, por lo tanto este sistema se grafica en el origen, conforme se va acumulando el plomo radiogénico y el sistema permanezca cerrado al U y sus hijos, el punto se moverá a lo largo de la concordia, por lo tanto su edad se determina por la localización en la curva.

La combinación de métodos permite la comprobación independiente de edades, ya que el  $^{207}\text{Pb}$  se acumula más rápido que el  $^{206}\text{Pb}$ , la relación entre estos dos isótopos varía de manera constante, con esto surge el método de  $^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb}$ .

El método es aplicado en minerales que contienen Uranio, tales como el circón, la uraninita, monacita, cabe mencionar que estos minerales contienen cantidades casi nulas de Plomo, existen otros minerales como: la epidota, titanita, apatito, que también son susceptibles al método.

Cuando dos o más determinaciones de edades no concuerdan, se dice que los resultados son discordantes. Esto ocurre con mucha frecuencia en el uso de sistemas de U, Th-Pb. Si todos los sistemas arrojan edades discordantes la línea se llama *discordia*.

La línea de la discordia es la recta con los puntos discordantes en la discordia. La intersección superior de la línea de la discordia con la concordia indicará la edad de cristalización de esos minerales. Por otra parte donde estas líneas se cruzan en el límite inferior significará el tiempo transcurrido desde el cierre del sistema después de un episodio de pérdida de Pb o ganancia de U.



▲ Figura V. 3 Diagrama teórico de la construcción de la concordia y la discordia, un modelo constante de pérdida de Pb por difusión de circones para una misma edad  $T_0$ , el radio de la curva está dado por el número de átomos,  $T_0$  edad de cristalización de los cristales,  $T_1$  pérdida de plomo (modificada de Allègre, 2008).

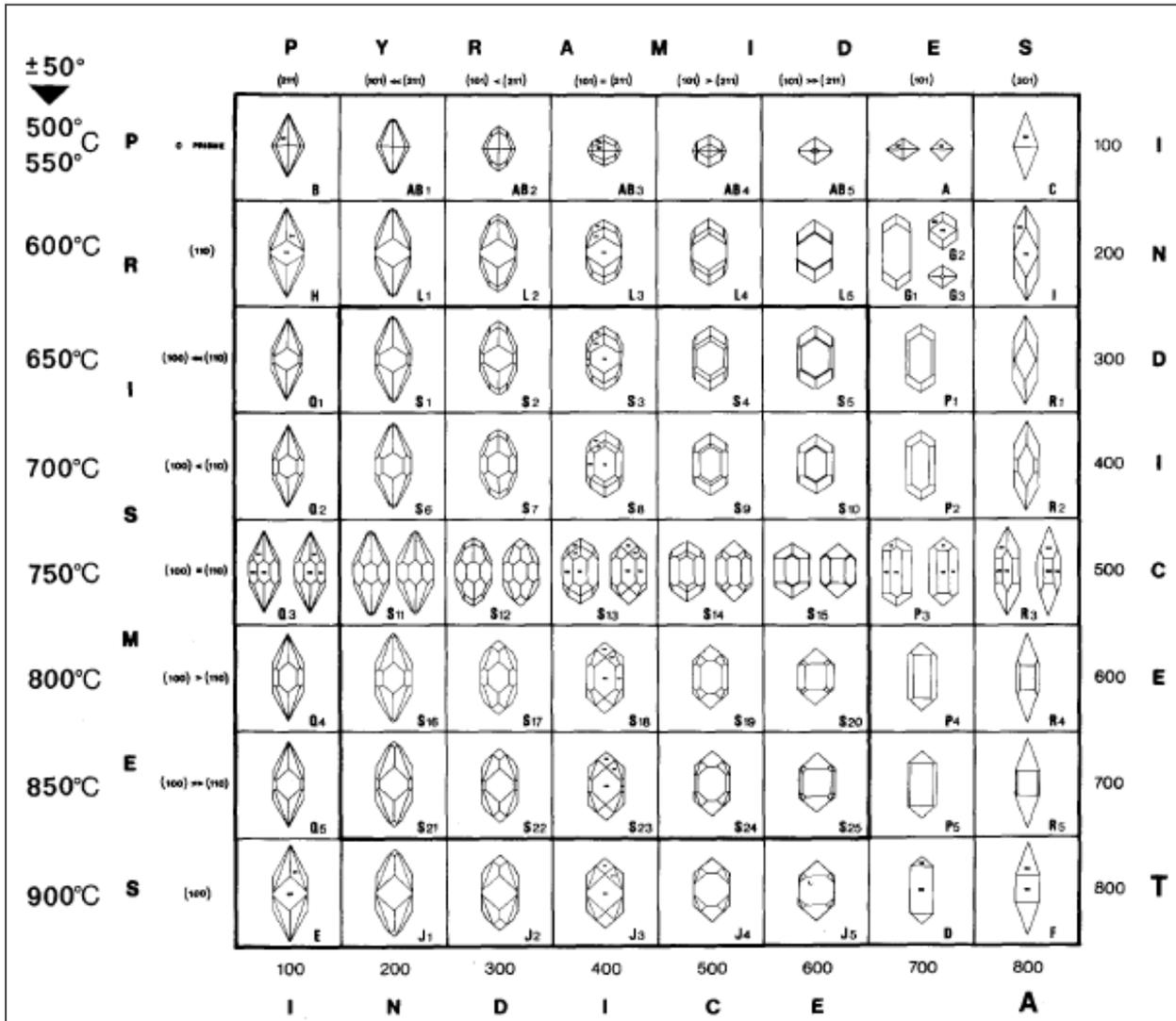
### V. 3. 2 El Circón

Para elegir el mineral adecuado para ser empleado en el método de U-Pb, debe cumplir con ciertas condiciones como son: en su composición química debe tener U, Th y Pb, así como los hijos intermedios.

Uno de los minerales que cumplen dichas condiciones es el circón, sin embargo otros minerales también pueden ser empleados para éste método como la uraninita (Pechblendita), monzonita, esfena y apatito.

En el circón las concentraciones de U y Th varían de cientos a miles de partes por millón con un promedio de 1350 a 550 ppm, respectivamente (en las pegmatitas dichas concentraciones pueden llegar a ser más elevadas que en una roca común). Estos elementos se encuentran en el circón por la sustitución isomórfica del  $Zr^{+4}$  (radio iónico = 0.87Å) por  $U^{+4}$  (1.05Å) y  $Th^{+4}$  (1.10Å), este reemplazamiento

está limitado por las similitudes en sus radios iónicos. El  $Pb^{+2}$ , tiene un radio iónico de  $1.32\text{\AA}$ , es expulsado del circón debido a que el tamaño del radio es grande y la carga es más baja, esto es importante ya que el circón al contener bajas concentraciones de plomo en el tiempo de su formación sus relaciones U/Pb y Th/Pb elevadas las cuales realzan su sensibilidad como geocronómetro. El circón se emplea con frecuencia para el fechamiento de U-Th-Pb debido a que el  $^{235}\text{U}$ ,  $^{238}\text{U}$ ,  $^{207}\text{Pb}$  y  $^{206}\text{Pb}$  muestran un comportamiento químico coherente en estos minerales.



▲ Figura V. 4 Diversos tipos y subtipos de circones y sus clasificaciones morfológicas con su correspondiente escala geotermométrica. La escala de temperatura aproximada fue propuesta por Pupin (1980) y fue ajustada por la comparación de la morfología de los circones con la temperatura aceptada por la teoría de cristalización de rocas plutónicas y volcánicas así como de minerales. Dentro de las formas más distribuidas en las rocas ígneas endógenas y exógenas se encuentran las de tipo-S.

El circón puede aportar temperaturas y presiones muy elevadas sin sufrir cambios en su estructura o estos cambios son mínimos comparados con algún otro mineral, es por ello que se denomina refractario. La temperatura de cristalización de los circones oscila entre los 500 a los 900°C. Por otra parte con la morfología del circón pueden realizar estudios petrogenéticos (Figura V. 4, Pupin, 1980)

Por estas razones el circón es en la mayoría de los casos empleado para el fechamiento por el método isotópico de U-Th-Pb.

## V. 4 Resultados

En ciencias de la Tierra la geocronología es una disciplina que se encarga de interpretar algunos de los aspectos de geología, como es: determinar la edad de las rocas o de la formación de los minerales, meteoritos y materia orgánica antigua existente en la Tierra. La vida media de los isótopos en ciertos elementos como U, Th, Rb, K, Sm entre otros isótopos (padre a hijos), proveen información basada en las leyes del decaimiento radiactivo.

Por ejemplo; la edad para las rocas ígneas es el tiempo desde la formación hasta la actualidad, para las rocas sedimentarias es el tiempo que transcurre desde la sedimentación o de la precipitación de los minerales por intemperismo. Por otra parte para las rocas metamórficas, definir la edad es más complejo ya que estas se forman a partir de rocas ígneas, sedimentarias y /o metamórficas preexistentes denominadas protolitos que pueden contener minerales con elementos radiogénicos. Las rocas metamórficas han sufrido recristalización generando cambios no sólo en la estructura de la roca sino también en la composición y estructura de los minerales. Para ello se utiliza la temperatura de cierre para determinar el evento metamórfico, Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb, que se interpreta en la intersección inferior en la curva concordia.

En este trabajo se realizó el fechamiento a cuatro muestras; de las cuales tres corresponden a rocas ígneas intrusivas (SJ-10-03, SJ-10-07, SJ-11-08) y una metamórfica (SJ-11-02) (Tablas IV.1 y 2).

Los criterios de elección fueron con base a la importancia estratigráfica, así como por su amplia distribución en la isla y su posible relación con rocas de la Isla María Madre fechadas por Pompa-Mera *et al.* (2013). Se analizaron las muestras petrográficamente para determinar el posible contenido de circones. Una vez identificadas las rocas como ígneas intrusivas y metamórfica llevamos a cabo la separación de minerales (ver Capítulo III) para el fechamiento por el método U-Pb en circones. Se obtuvieron individualmente 133 cristales de la muestra SJ-10-03, 91 de SJ-10-07, 72 de SJ-11-02 y 123 cristales de SJ-11-08. La edad de U-Pb en circones para el monzogranito SJ-10-03 es de  $79.05 \pm 1.21 - 0.36$  Ma. El sienogranito (SJ-10-07) igualmente procesada es de  $79.81 \pm 0.41 - 0.92$  Ma. Para el esquisto de muscovita con clave SJ-11-02 la edad obtenida con la curva de la concordia es de  $564 \pm 1.4$  Ma. La edad del dique cuarzo feldespático (SJ-11-08) es de  $78.48 \pm 0.51 - 0.28$  Ma.

Del monzogranito (SJ-10-03) se realizaron 30 disparos (Figura V. 5), de los cuales los mejores datos inciden en 26 mediciones (Tabla V. 5) de los cuales se obtuvieron edades de 77.5 a 83.4 Ma con una certidumbre de  $\pm 1.21 - 0.36$  Ma. Para el cálculo de las edades con el método de TuffZirc sólo se emplearon 24 datos (Figura V. 6) con un 97.7% de confiabilidad en los datos.

Analysis						Isotope ratios					Apparent ages (Ma)							Conc (%)	
	U (ppm)	206Pb 204Pb	U/Th	206Pb* 207Pb*	± (%)	207Pb* 235U*	± (%)	206Pb* 238U	± (%)	error corr.	206Pb* 238U*	± (Ma)	207Pb* 235U	± (Ma)	206Pb* 207Pb*	± (Ma)	Best age (Ma)		± (Ma)
SJ-10-03-8	461	16476	1.9	21.9692	7.0	0.0759	7.3	0.0121	1.9	0.26	77.5	1.5	74.3	5.2	-27.8	170.2	77.5	1.5	NA
SJ-10-03-21	617	14226	2.2	20.1916	7.5	0.0827	8.0	0.0121	2.8	0.35	77.6	2.1	80.7	6.2	172.8	175.5	77.6	2.1	NA
SJ-10-03-14	381	18991	2.4	20.9271	7.1	0.0803	7.3	0.0122	1.6	0.21	78.1	1.2	78.4	5.5	88.7	168.9	78.1	1.2	NA
SJ-10-03-26	294	5923	2.4	19.6090	9.4	0.0858	10.0	0.0122	3.3	0.33	78.2	2.6	83.6	8.0	240.7	217.6	78.2	2.6	NA
SJ-10-03-11	328	9910	2.6	21.7337	12.8	0.0777	13.3	0.0122	3.6	0.27	78.4	2.8	75.9	9.7	-1.8	308.7	78.4	2.8	NA
SJ-10-03-24	531	20860	1.6	21.6099	9.7	0.0781	9.8	0.0122	1.6	0.16	78.4	1.2	76.4	7.2	12.0	232.7	78.4	1.2	NA
SJ-10-03-29	946	47843	1.7	20.3680	3.6	0.0831	4.6	0.0123	2.8	0.62	78.7	2.2	81.1	3.6	152.5	84.3	78.7	2.2	NA
SJ-10-03-20	699	41587	2.0	20.5033	6.5	0.0826	6.8	0.0123	1.7	0.26	78.7	1.4	80.6	5.2	136.9	153.7	78.7	1.4	NA
SJ-10-03-3	911	1489	1.1	18.9369	13.5	0.0895	14.1	0.0123	4.1	0.29	78.8	3.2	87.1	11.8	320.5	308.2	78.8	3.2	NA
SJ-10-03-19	557	7654	2.2	20.7681	10.6	0.0818	11.1	0.0123	3.2	0.29	78.9	2.5	79.8	8.5	106.7	252.1	78.9	2.5	NA
SJ-10-03-23	414	14796	1.9	20.9942	11.3	0.0809	11.5	0.0123	1.6	0.14	79.0	1.2	79.0	8.7	81.0	270.0	79.0	1.2	NA
SJ-10-03-25	1140	54656	1.9	20.5522	3.0	0.0827	3.8	0.0123	2.4	0.63	79.0	1.9	80.7	3.0	131.3	69.6	79.0	1.9	NA
SJ-10-03-7	710	13242	1.4	19.7550	10.3	0.0862	10.8	0.0123	3.2	0.29	79.1	2.5	83.9	8.7	223.6	239.2	79.1	2.5	NA
SJ-10-03-9	485	14652	2.0	21.8766	6.5	0.0780	6.8	0.0124	1.7	0.25	79.3	1.3	76.3	5.0	-17.6	158.5	79.3	1.3	NA
SJ-10-03-27	921	34305	1.3	20.3621	4.3	0.0843	4.3	0.0124	0.8	0.18	79.7	0.6	82.1	3.4	153.1	99.7	79.7	0.6	NA
SJ-10-03-6	305	4908	1.6	19.9440	10.6	0.0863	10.9	0.0125	2.7	0.25	80.0	2.2	84.1	8.8	201.5	246.6	80.0	2.2	NA
SJ-10-03-28	954	46411	1.5	20.4435	4.4	0.0842	4.6	0.0125	1.4	0.30	80.0	1.1	82.1	3.6	143.8	102.9	80.0	1.1	NA
SJ-10-03-12	447	5938	2.4	21.2334	9.7	0.0814	9.7	0.0125	0.9	0.09	80.3	0.7	79.4	7.4	54.1	231.4	80.3	0.7	NA
SJ-10-03-2	825	22710	1.2	21.2848	5.6	0.0812	5.7	0.0125	1.4	0.24	80.3	1.1	79.3	4.4	48.3	132.8	80.3	1.1	NA
SJ-10-03-17	804	19388	2.4	21.3139	4.7	0.0811	4.8	0.0125	1.0	0.20	80.4	0.8	79.2	3.6	45.0	111.7	80.4	0.8	NA
SJ-10-03-5	255	7474	1.6	24.9050	18.6	0.0695	19.2	0.0125	4.5	0.24	80.4	3.6	68.2	12.6	-341.1	483.2	80.4	3.6	NA
SJ-10-03-10	588	22155	1.5	20.8748	5.8	0.0832	6.1	0.0126	2.0	0.32	80.6	1.6	81.1	4.8	94.6	137.3	80.6	1.6	NA
SJ-10-03-1	487	15932	2.4	21.7146	12.8	0.0815	12.9	0.0128	1.6	0.12	82.2	1.3	79.5	9.9	0.3	310.6	82.2	1.3	NA
SJ-10-03-30	571	9888	2.1	20.8667	6.7	0.0861	7.1	0.0130	2.2	0.31	83.4	1.8	83.9	5.7	95.5	159.5	83.4	1.8	NA
SJ-10-03-4	406	6462	3.1	16.4051	11.4	0.2331	19.7	0.0277	16.1	0.82	176.4	28.1	212.8	37.9	637.7	245.0	176.4	28.1	NA
SJ-10-03-18	1635	104981	0.8	19.5216	1.0	0.2736	1.5	0.0387	1.2	0.77	245.0	2.9	245.6	3.4	251.0	22.5	245.0	2.9	NA

Tabla V. 5 Análisis Geocronológico de U-Pb, datos del monzogranito (SJ-10-03)

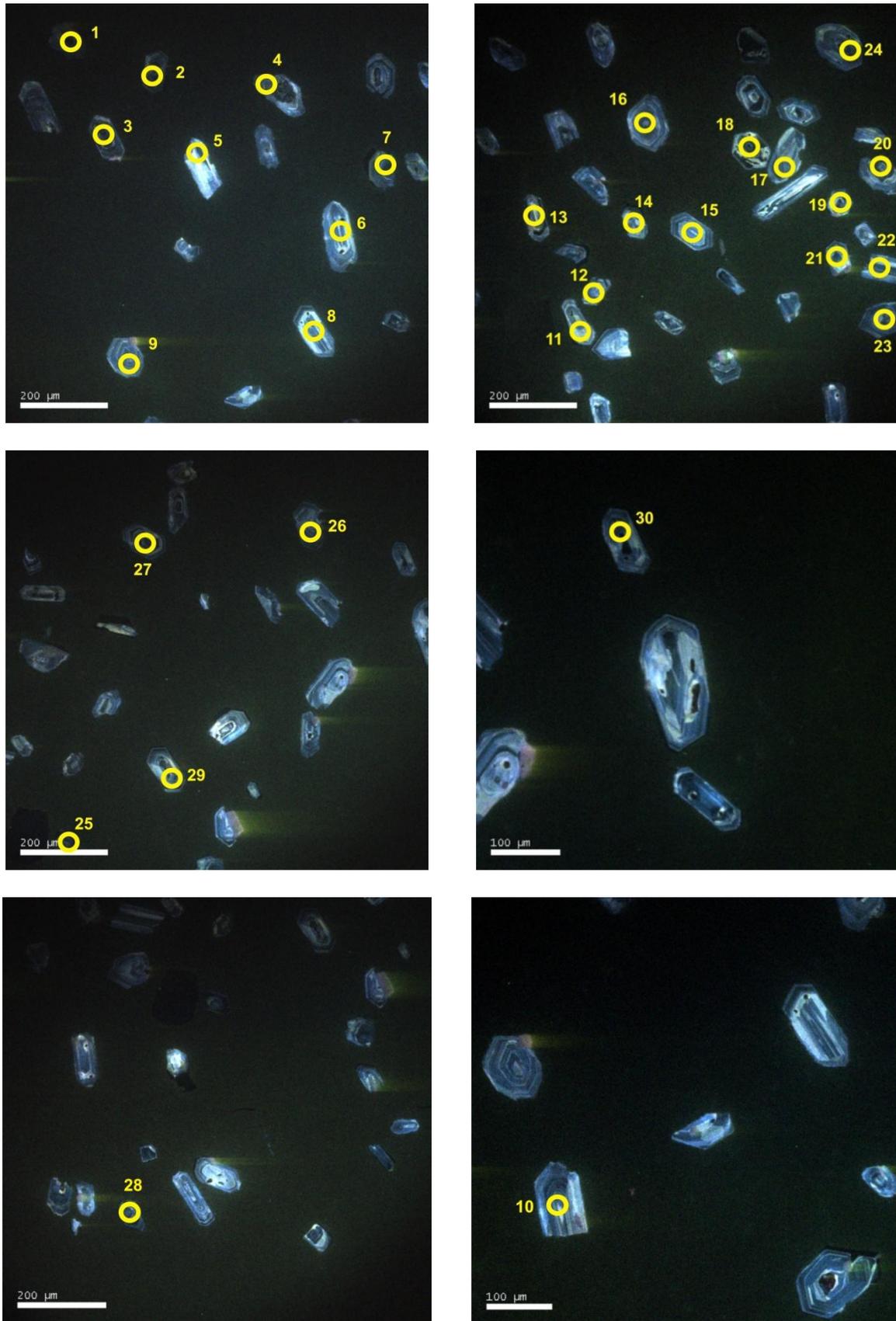
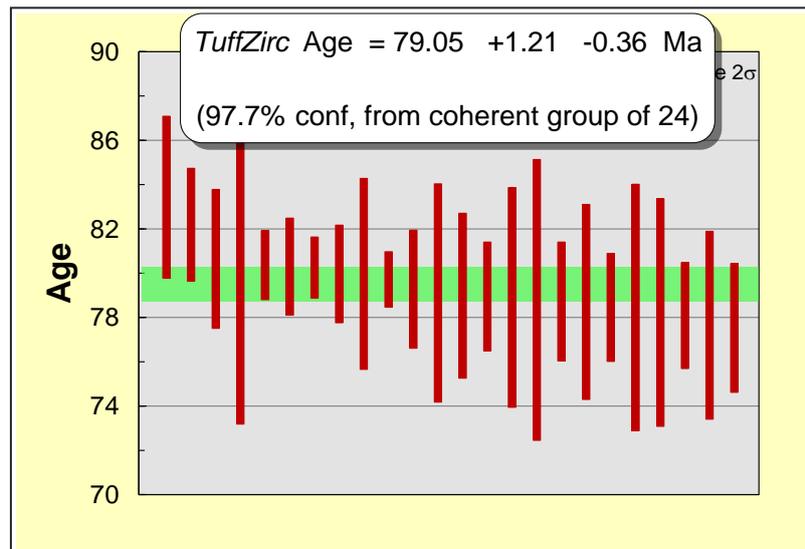


Figura V. 5 Fotos de Catodoluminiscencia, monzogranito (SJ-10-03), a donde se realizaron los 30 disparos (círculos amarillos).

En la Figura V. 5 se observan los cristales de circón empleados para la medición por el método de U-Pb, en los círculos amarillos denotan el punto donde se realizó el disparo a cada uno de los cristales, también se puede observar las morfologías de los mismos.

Los cristales tienen tamaños menores a  $200\mu\text{m}$ , algunos son alargados, presentan pinacoides algunas de estas formas son irregulares, así como también algunos presentan zoneamiento. Como se puede observar los fragmentos de circones no se emplearon para la medición.



▲ Figura V. 6 Resultados de la edad obtenida mediante el programa TuffZirc con un error de  $2\sigma$  para 24 granos del monzogranito (SJ-10-03).

Para el sienogranito (SJ-10-07), se realizaron 30 disparos (Figura V.7) de los cuales se tomaron 28 mediciones (Tabla V. 6a, b.).

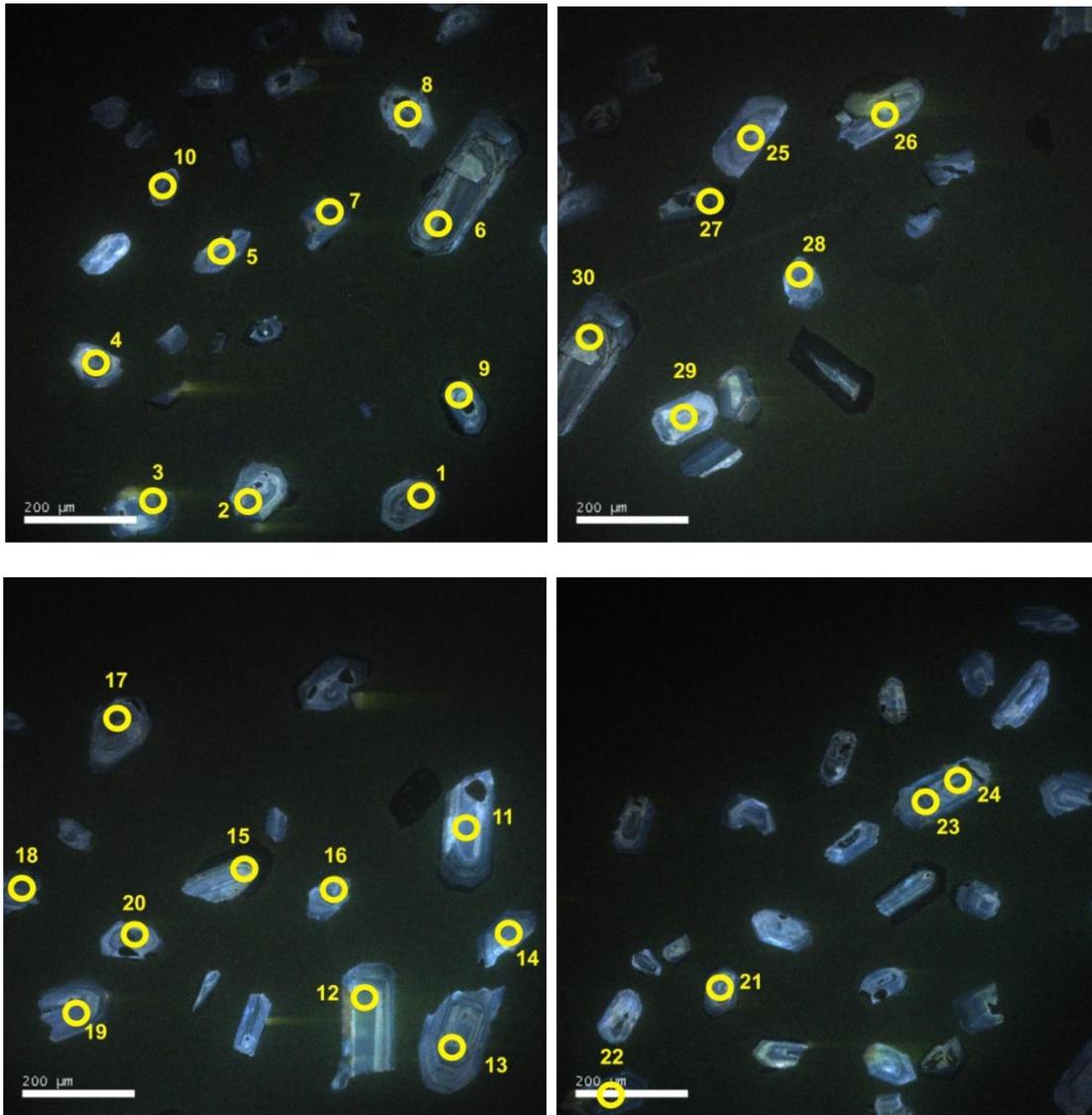
Para el cálculo promedio de la edad se emplearon 25 datos, ya que la confiabilidad de la desviación estándar en los datos se encontraba por debajo de 6.6Ma obtenidos de la media de la Tabla V. 6a, b, siendo que para los disparos SJ-10-07-25, 26 y 29 registran una anomalía en la desviación estándar de 9.5Ma, 10Ma y 11.4Ma respectivamente por lo que son descartados, en la gráfica por el método de TuffZirc (Ludwig and Mundil, 2003) (Figura V. 8). Se graficaron 27 datos, las barras blancas son las mediciones descartadas, cabe mencionar que la medición 25 no se grafica en esta tabla por que representa una edad de 227.7Ma, saliéndose de la media con respecto al resto de los datos.

Analysis	Isotope ratios										Apparent ages (Ma)						Best age (Ma)	± (Ma)	Conc (%)
	U (ppm)	206Pb 204Pb	U/Th	206Pb* 207Pb*	± (%)	207Pb* 235U*	± (%)	206Pb* 238U	± (%)	error corr.	206Pb* 238U*	± (Ma)	207Pb* 235U	± (Ma)	206Pb* 207Pb*	± (Ma)			
SJ10-07-2	322	11967	1.7	22.6171	11.8	0.0729	12.1	0.0120	2.9	0.24	76.6	2.2	71.5	8.4	-98.7	289.8	76.6	2.2	NA
SJ10-07-1	499	13336	2.0	21.3037	9.3	0.0784	9.4	0.0121	1.3	0.13	77.6	1.0	76.6	7.0	46.2	223.4	77.6	1.0	NA
SJ10-07-12	407	19448	1.9	20.3103	12.0	0.0825	12.3	0.0121	2.7	0.22	77.8	2.1	80.5	9.5	159.1	281.2	77.8	2.1	NA
SJ10-07-19	172	8453	2.4	21.9495	27.0	0.0766	28.2	0.0122	8.1	0.29	78.1	6.3	74.9	20.4	-25.6	664.7	78.1	6.3	NA
SJ10-07-28	288	5612	2.0	21.6258	15.2	0.0778	16.2	0.0122	5.7	0.35	78.2	4.4	76.1	11.9	10.2	367.0	78.2	4.4	NA
SJ10-07-4	250	8833	1.7	20.5660	16.5	0.0823	16.7	0.0123	2.6	0.15	78.7	2.0	80.3	12.9	129.7	389.6	78.7	2.0	NA
SJ10-07-10	304	7333	1.7	18.4683	9.4	0.0918	9.5	0.0123	1.2	0.13	78.8	0.9	89.2	8.1	377.1	211.5	78.8	0.9	NA
SJ10-07-20	416	9101	1.8	21.9577	7.5	0.0773	7.8	0.0123	2.1	0.27	78.9	1.6	75.6	5.7	-26.5	183.0	78.9	1.6	NA
SJ10-07-8	285	5507	1.9	19.5576	10.3	0.0871	10.9	0.0124	3.8	0.35	79.1	3.0	84.8	8.9	246.8	236.6	79.1	3.0	NA
SJ10-07-7	445	13507	1.2	20.7855	11.5	0.0822	11.6	0.0124	1.3	0.11	79.4	1.0	80.2	8.9	104.7	273.0	79.4	1.0	NA
SJ10-07-29	174	1988	2.0	16.0052	34.5	0.1068	37.4	0.0124	14.4	0.39	79.4	11.4	103.0	36.6	690.5	757.2	79.4	11.4	NA
SJ10-07-13	429	8622	2.1	22.5415	25.5	0.0761	26.1	0.0124	5.4	0.21	79.7	4.3	74.5	18.7	-90.5	634.2	79.7	4.3	NA
SJ10-07-16	197	7816	2.1	20.5063	18.2	0.0837	18.5	0.0125	3.2	0.17	79.8	2.5	81.6	14.5	136.5	430.4	79.8	2.5	NA
SJ10-07-30	190	5287	3.2	22.9971	15.8	0.0747	16.3	0.0125	3.8	0.23	79.8	3.0	73.1	11.5	-139.8	394.0	79.8	3.0	NA

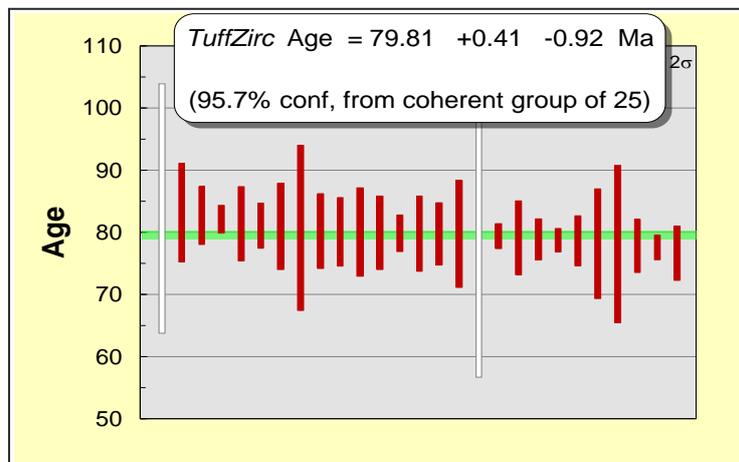
Tabla V. 6a. Análisis Geocronológico de U-Pb, datos del sienogranito (SJ-10-07).

Analysis	U (ppm)	206Pb 204Pb	U/Th	206Pb* 207Pb*	± (%)	Isotope ratios					Apparent ages (Ma)						Best age (Ma)	± (Ma)	Conc (%)
						207Pb* 235U*	± (%)	206Pb* 238U	± (%)	error corr.	206Pb* 238U*	± (Ma)	207Pb* 235U	± (Ma)	206Pb* 207Pb*	± (Ma)			
SJ10-07-3	537	15628	2.0	19.6247	6.1	0.0876	6.4	0.0125	1.9	0.29	79.9	1.5	85.3	5.2	238.8	140.7	79.9	1.5	NA
SJ10-07-6	164	5564	3.6	22.2136	29.6	0.0775	29.8	0.0125	3.7	0.13	79.9	3.0	75.7	21.8	-54.7	733.8	79.9	3.0	NA
SJ10-07-18	230	6421	1.8	23.8114	13.0	0.0724	13.8	0.0125	4.5	0.33	80.1	3.6	70.9	9.4	-226.7	329.0	80.1	3.6	NA
SJ10-07-14	260	11813	2.0	20.2263	7.2	0.0852	8.0	0.0125	3.5	0.43	80.1	2.8	83.1	6.4	168.8	168.7	80.1	2.8	NA
SJ10-07-22	927	11980	2.0	20.5409	4.3	0.0841	5.7	0.0125	3.8	0.66	80.2	3.0	81.9	4.5	132.6	101.7	80.2	3.0	NA
SJ10-07-5	237	7641	2.1	20.6876	13.1	0.0840	15.5	0.0126	8.3	0.54	80.7	6.6	81.9	12.2	115.9	309.2	80.7	6.6	NA
SJ10-07-11	166	4379	2.4	20.3844	20.5	0.0855	21.0	0.0126	4.3	0.21	81.0	3.5	83.3	16.8	150.5	485.2	81.0	3.5	NA
SJ10-07-21	277	6942	1.8	24.3435	14.6	0.0717	14.8	0.0127	2.2	0.15	81.1	1.8	70.3	10.1	-282.7	374.3	81.1	1.8	NA
SJ10-07-17	261	8247	2.2	19.9876	12.7	0.0876	13.2	0.0127	3.7	0.28	81.4	3.0	85.3	10.8	196.5	296.4	81.4	3.0	NA
SJ10-07-27	735	33035	2.3	21.6386	5.5	0.0817	5.7	0.0128	1.3	0.24	82.2	1.1	79.8	4.4	8.8	132.7	82.2	1.1	NA
SJ10-07-24	607	19196	1.3	21.7497	6.1	0.0819	6.7	0.0129	2.8	0.42	82.7	2.3	79.9	5.1	-3.5	146.2	82.7	2.3	NA
SJ10-07-15	194	279	2.0	16.2170	12.9	0.1104	13.8	0.0130	4.8	0.35	83.2	4.0	106.4	13.9	662.5	277.8	83.2	4.0	NA
SJ10-07-26	157	3359	2.2	20.6355	33.0	0.0875	35.1	0.0131	12.0	0.34	83.9	10.0	85.2	28.7	121.8	795.5	83.9	10.0	NA
SJ10-07-25	183	13763	2.1	18.4346	4.9	0.2689	6.5	0.0360	4.3	0.65	227.7	9.5	241.8	14.0	381.3	110.6	227.7	9.5	NA

Tabla V. 6b. Análisis Geocronológico de U-Pb, datos del sienogranito (SJ-10-07).

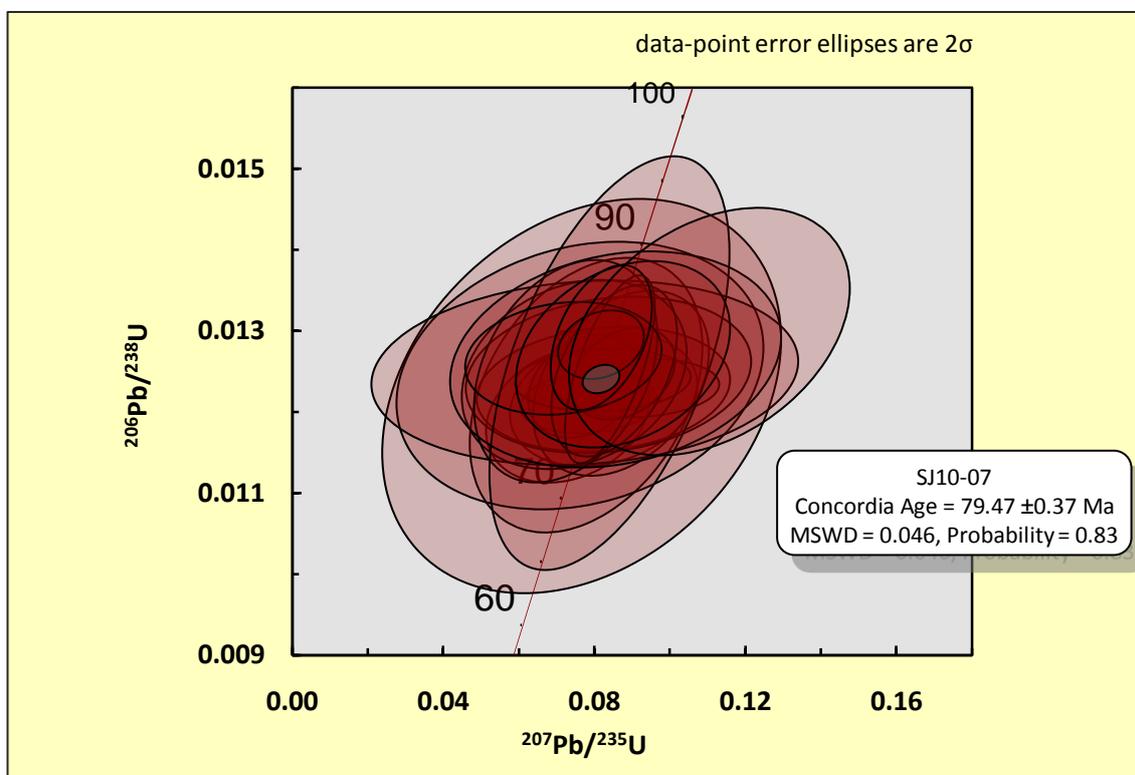


▲ Figura V. 7. Catodoluminiscencia, cristales de circón del sienogranito (SJ-10-07), círculos amarillos indican dónde se realizaron los 30 disparos. A la derecha se observan los disparos 23 y 24 en un mismo cristal.



▲ Figura V. 8 Resultados de la edad obtenida mediante el programa TuffZirc con un error de  $2\sigma$  para 27 cristales del sienogranito (SJ-10-07), las barras de color blanco son descartadas del promedio, la línea verde indica la media.

El sienogranito tiene una edad de  $79.81 \pm 0.41 - 0.92$  Ma. Por otra parte la gráfica de la concordia define una edad de  $79.47 \pm 0.37$  Ma (con elipses de error  $2\sigma$  para esta muestra Figura V.9).



▲ Figura V. 9 Gráfica concordia del sienogranito. Se grafican las muestras de las barras en rojo de la Figura V.8 representadas con sus elipses de error  $2\sigma$ .

Para el esquisto de muscovita se realizaron 70 mediciones (Figura V.10) de las cuales solo se emplearon 64 datos para la estimación de la edad, se tienen valores de 285 hasta 2978.4Ma (Tabla V. 7a, b, c). Graficando los valores se observan varios picos importantes de 600, 1000, 1400, 1800, 2200, y 3000Ma (Figura V. 11), con la curva concordia se obtiene una media siendo la más adecuada de  $564 \pm 1.4$  Ma con las elipses de  $1\sigma$  de error (Figura V. 12).

La edad máxima de sedimentación de la secuencia sedimentaria que da origen al esquisto es de 285Ma. La mayor aportación de circones detríticos en el esquisto se tiene a los 564Ma. Por otra parte, la existencia de circones de 2978Ma indica que hay aportaciones circones con edad del Arqueano aunque es un pronóstico reservado ya que solo encontramos un circón con esta edad; sin embargo no se puede descartar la presencia de más cristales en la roca.

Analysis	U (ppm)	206Pb 204Pb	U/Th	206Pb* 207Pb*	± (%)	Isotope ratios					Apparent ages (Ma)						Best age (Ma)	± (Ma)	Conc (%)
						207Pb* 235U*	± (%)	206Pb* 238U	± (%)	Error corr.	206Pb* 238U*	± (Ma)	207Pb* 235U	± (Ma)	206Pb* 207Pb*	± (Ma)			
SJ-11-02-8	1093	18443	1.3	18.7664	1.5	0.3321	2.7	0.0452	2.2	0.82	285.0	6.2	291.2	6.8	341.0	34.4	285.0	6.2	NA
SJ-11-02-55	930	40039	5.5	17.2554	1.0	0.4763	4.7	0.0596	4.6	0.98	373.2	16.8	395.5	15.5	528.0	20.8	373.2	16.8	NA
SJ-11-02-29	260	32375	1.0	18.4384	3.3	0.4802	3.6	0.0642	1.3	0.36	401.2	5.0	398.2	11.8	380.8	75.3	401.2	5.0	NA
SJ-11-02-31	332	11344	1.7	17.3244	5.0	0.5299	8.3	0.0666	6.6	0.80	415.6	26.7	431.8	29.2	519.2	109.2	415.6	26.7	NA
SJ-11-02-61	309	66432	5.0	18.0586	2.3	0.5138	3.0	0.0673	1.9	0.65	419.9	7.9	421.0	10.3	427.4	51.0	419.9	7.9	NA
SJ-11-02-67	244	15343	0.9	17.5267	2.1	0.5321	12.5	0.0676	12.3	0.99	421.9	50.1	433.2	43.9	493.7	46.5	421.9	50.1	NA
SJ-11-02-43	372	35284	0.7	16.9634	1.4	0.6027	4.2	0.0741	3.9	0.94	461.1	17.4	478.9	15.9	565.3	30.0	461.1	17.4	81.6
SJ-11-02-42	303	106464	1.4	17.8395	0.9	0.5742	2.9	0.0743	2.7	0.95	462.0	12.2	460.8	10.7	454.6	20.1	462.0	12.2	NA
SJ-11-02-65	67	5029	1.2	17.3367	6.4	0.6584	6.9	0.0828	2.5	0.37	512.7	12.4	513.6	27.7	517.6	140.8	512.7	12.4	99.0
SJ-11-02-14	1383	95044	5.9	17.1931	0.4	0.6649	2.1	0.0829	2.0	0.98	513.5	10.0	517.6	8.4	535.9	8.1	513.5	10.0	95.8
SJ-11-02-63	176	121099	2.6	17.4095	2.7	0.6685	3.5	0.0844	2.2	0.63	522.4	11.1	519.8	14.2	508.5	59.7	522.4	11.1	102.7
SJ-11-02-59	404	107532	4.1	17.4298	1.2	0.6680	1.8	0.0844	1.4	0.76	522.6	7.0	519.5	7.4	505.9	26.1	522.6	7.0	103.3
SJ-11-02-69	88	29361	1.5	17.6230	5.3	0.6700	6.1	0.0856	2.9	0.48	529.6	14.9	520.7	24.9	481.6	118.2	529.6	14.9	110.0
SJ-11-02-9	383	90144	2.9	17.0692	1.6	0.7006	2.2	0.0867	1.4	0.66	536.2	7.4	539.1	9.2	551.7	35.9	536.2	7.4	97.2
SJ-11-02-5	146	48098	2.6	17.3526	2.6	0.7064	4.5	0.0889	3.6	0.80	549.0	18.9	542.6	18.7	515.6	58.2	549.0	18.9	106.5
SJ-11-02-39	921	177981	5.6	16.9274	0.5	0.7553	3.0	0.0927	3.0	0.98	571.7	16.3	571.3	13.2	569.9	11.6	571.7	16.3	100.3
SJ-11-02-17	142	57214	1.0	16.6923	1.6	0.7774	2.9	0.0941	2.4	0.83	579.8	13.5	584.0	13.0	600.2	35.1	579.8	13.5	96.6
SJ-11-02-1	53	12841	0.6	17.3370	6.2	0.7647	6.7	0.0962	2.7	0.40	591.9	15.2	576.7	29.6	517.6	135.3	591.9	15.2	114.3
SJ-11-02-2	188	83957	1.4	16.8178	1.0	0.8103	2.6	0.0988	2.4	0.92	607.6	13.9	602.6	11.8	584.0	21.8	607.6	13.9	104.0
SJ-11-02-37	145	47405	2.5	15.4589	1.6	0.9068	3.8	0.1017	3.4	0.91	624.2	20.4	655.4	18.2	764.2	32.9	624.2	20.4	81.7
SJ-11-02-34	207	76795	1.4	16.4801	1.5	0.8533	2.1	0.1020	1.5	0.70	626.0	8.9	626.4	10.0	627.9	32.9	626.0	8.9	99.7
SJ-11-02-32	106	78240	1.2	16.2846	3.7	0.8752	4.3	0.1034	2.1	0.48	634.1	12.5	638.4	20.2	653.6	80.1	634.1	12.5	97.0

Tabla V. 7a. Análisis geocronológico de U-Pb, datos del esquistos de muscovita (SJ-11-02).

Analysis	U (ppm)	206Pb 204Pb	U/Th	206Pb* 207Pb*	± (%)	Isotope ratios					Apparent ages (Ma)						Best age (Ma)	± (Ma)	Conc (%)
						207Pb* 235U*	± (%)	206Pb* 238U	± (%)	error corr.	206Pb* 238U*	± (Ma)	207Pb* 235U	± (Ma)	206Pb* 238U	± (Ma)			
SJ-11-02-27	254	69026	0.8	16.2477	1.6	0.8819	2.1	0.1039	1.4	0.66	637.4	8.3	642.0	9.9	658.4	33.5	637.4	8.3	96.8
SJ-11-02-26	816	36037	2.3	15.4572	0.7	1.0499	3.6	0.1177	3.6	0.98	717.3	24.1	728.8	18.9	764.4	15.0	717.3	24.1	93.8
SJ-11-02-38	848	203138	4.2	15.3668	0.5	1.0568	3.7	0.1178	3.7	0.99	717.8	24.9	732.2	19.3	776.8	11.3	717.8	24.9	92.4
SJ-11-02-13	498	170216	7.8	14.3946	3.2	1.1387	4.8	0.1189	3.6	0.75	724.1	24.8	771.9	26.1	912.7	65.9	912.7	65.9	79.3
SJ-11-02-50	1246	33156	6.0	13.9145	0.5	1.2517	3.2	0.1263	3.1	0.99	766.8	22.6	824.2	17.9	982.2	10.4	982.2	10.4	78.1
SJ-11-02-41	82	35686	2.9	13.9718	2.9	1.4840	4.1	0.1504	2.9	0.70	903.1	24.3	923.9	25.0	973.8	59.9	973.8	59.9	92.7
SJ-11-02-33	136	45948	1.1	13.9565	1.7	1.5875	3.1	0.1607	2.6	0.84	960.6	23.0	965.3	19.1	976.1	34.0	976.1	34.0	98.4
SJ-11-02-62	396	145736	1.2	13.8281	0.6	1.5817	2.3	0.1586	2.2	0.96	949.2	19.4	963.1	14.2	994.9	12.7	994.9	12.7	95.4
SJ-11-02-21	370	157419	4.2	13.7338	0.7	1.7862	3.4	0.1779	3.3	0.98	1055.6	32.0	1040.5	21.8	1008.7	13.2	1008.7	13.2	104.6
SJ-11-02-51	183	79357	4.8	13.6602	0.8	1.6866	3.4	0.1671	3.3	0.97	996.1	30.6	1003.5	21.7	1019.6	16.5	1019.6	16.5	97.7
SJ-11-02-36	172	67301	1.9	13.6478	0.7	1.6772	2.2	0.1660	2.0	0.94	990.1	18.8	999.9	13.8	1021.5	15.1	1021.5	15.1	96.9
SJ-11-02-52	96	45241	2.1	13.6345	1.7	1.8084	2.5	0.1788	1.8	0.73	1060.6	17.5	1048.5	16.1	1023.4	34.2	1023.4	34.2	103.6
SJ-11-02-58	158	79716	2.2	13.6084	1.0	1.7022	2.1	0.1680	1.8	0.89	1001.1	17.0	1009.4	13.2	1027.3	19.3	1027.3	19.3	97.4
SJ-11-02-10	116	48064	2.5	13.5931	1.9	1.8893	4.7	0.1863	4.3	0.92	1101.1	43.3	1077.3	31.0	1029.6	37.7	1029.6	37.7	106.9
SJ-11-02-6	327	52579	2.5	13.5421	0.5	1.6245	7.9	0.1596	7.9	1.00	954.3	70.3	979.7	50.0	1037.2	10.5	1037.2	10.5	92.0
SJ-11-02-35	37	15926	1.4	13.5130	5.5	1.8137	6.2	0.1778	3.0	0.48	1054.7	29.1	1050.4	40.9	1041.5	110.7	1041.5	110.7	101.3
SJ-11-02-68	117	87736	3.4	13.4774	1.2	1.7755	1.5	0.1736	1.0	0.62	1031.7	9.2	1036.6	10.1	1046.9	24.5	1046.9	24.5	98.5
SJ-11-02-57	272	87689	0.8	13.4645	0.7	1.8013	2.1	0.1759	2.0	0.95	1044.5	19.5	1045.9	14.0	1048.8	13.9	1048.8	13.9	99.6
SJ-11-02-64	48	13976	2.0	13.4146	3.6	1.8256	4.7	0.1776	3.0	0.64	1053.9	29.2	1054.7	30.6	1056.3	71.9	1056.3	71.9	99.8
SJ-11-02-46	242	49405	2.3	13.3908	0.5	1.6103	6.1	0.1564	6.1	1.00	936.7	53.2	974.2	38.4	1059.9	10.6	1059.9	10.6	88.4
SJ-11-02-44	499	86723	6.7	13.0186	2.1	1.8452	8.4	0.1742	8.1	0.97	1035.3	77.5	1061.7	55.3	1116.4	42.8	1116.4	42.8	92.7
SJ-11-02-4	370	175927	2.3	12.8766	0.4	1.8898	2.1	0.1765	2.1	0.98	1047.8	19.9	1077.5	14.0	1138.2	8.8	1138.2	8.8	92.1

Tabla V. 7b. Análisis geocronológico de U-Pb, datos del esquisto de muscovita (SJ-11-02).

Analysis	Isotope ratios										Apparent ages (Ma)						Conc		
	U (ppm)	206Pb 204Pb	U/Th	206Pb* 207Pb*	± (%)	207Pb* 235U*	± (%)	206Pb* 238U	± (%)	error corr.	206Pb* 238U* (Ma)	±	207Pb* 235U (Ma)	±	206Pb* 207Pb* (Ma)	±		Best age (Ma)	± (Ma)
SJ-11-02-49	319	156145	1.7	12.6991	0.4	2.1490	1.9	0.1979	1.9	0.98	1164.2	20.3	1164.7	13.5	1165.7	7.3	1165.7	7.3	99.9
SJ-11-02-45	683	593044	23.5	12.3232	1.0	2.2541	3.3	0.2015	3.2	0.96	1183.2	34.5	1198.1	23.5	1225.0	19.0	1225.0	19.0	96.6
SJ-11-02-54	35	37326	2.1	11.6770	3.4	2.8140	6.6	0.2383	5.7	0.86	1378.0	70.7	1359.3	49.6	1330.0	65.3	1330.0	65.3	103.6
SJ-11-02-25	767	48426	6.7	11.2392	1.6	2.2893	3.5	0.1866	3.1	0.89	1103.0	31.5	1209.0	24.7	1403.6	31.0	1403.6	31.0	78.6
SJ-11-02-18	705	37441	1.0	11.2077	0.9	2.3047	8.5	0.1873	8.4	0.99	1106.9	85.9	1213.7	60.2	1409.0	17.8	1409.0	17.8	78.6
SJ-11-02-53	203	146890	2.9	11.1330	0.5	3.0586	3.2	0.2470	3.2	0.99	1422.8	40.7	1422.4	24.7	1421.8	9.8	1421.8	9.8	100.1
SJ-11-02-60	122	74443	2.5	10.2113	2.3	3.6104	5.0	0.2674	4.5	0.89	1527.5	60.8	1551.8	39.8	1585.1	42.1	1585.1	42.1	96.4
SJ-11-02-40	76	69554	2.6	9.9073	1.1	4.0904	3.3	0.2939	3.1	0.94	1661.1	45.3	1652.4	26.8	1641.4	20.7	1641.4	20.7	101.2
SJ-11-02-66	93	57389	1.3	9.8246	0.8	4.0538	1.6	0.2889	1.4	0.88	1635.8	20.4	1645.1	13.1	1656.9	14.2	1656.9	14.2	98.7
SJ-11-02-30	534	180147	3.8	9.4062	0.2	4.3373	2.0	0.2959	2.0	0.99	1670.9	28.8	1700.5	16.3	1737.1	4.5	1737.1	4.5	96.2
SJ-11-02-48	313	169103	3.5	9.0219	0.4	4.4164	1.7	0.2890	1.7	0.97	1636.4	24.1	1715.4	14.2	1813.2	7.0	1813.2	7.0	90.2
SJ-11-02-23	259	274627	2.1	8.2537	0.3	6.0770	2.8	0.3638	2.8	1.00	2000.1	48.5	1987.0	24.7	1973.3	5.0	1973.3	5.0	101.4
SJ-11-02-3	228	142461	1.0	8.1778	0.2	5.8869	1.7	0.3492	1.7	0.99	1930.6	27.9	1959.3	14.7	1989.8	4.1	1989.8	4.1	97.0
SJ-11-02-11	176	282567	1.3	7.9751	0.3	6.3068	2.0	0.3648	2.0	0.99	2004.9	33.8	2019.4	17.4	2034.3	5.9	2034.3	5.9	98.6
SJ-11-02-47	119	238323	1.9	7.7775	0.4	6.3579	2.2	0.3586	2.1	0.98	1975.7	36.1	2026.5	19.0	2078.6	7.1	2078.6	7.1	95.1
SJ-11-02-70	286	263692	1.3	7.5736	2.3	6.8440	4.4	0.3759	3.8	0.85	2057.3	66.2	2091.4	39.1	2125.2	40.5	2125.2	40.5	96.8
SJ-11-02-24	736	614421	3.3	7.2352	1.3	6.0530	5.0	0.3176	4.8	0.97	1778.1	74.8	1983.5	43.5	2204.9	22.7	2204.9	22.7	80.6
SJ-11-02-7	177	159618	0.6	5.6820	0.3	11.4418	1.4	0.4715	1.4	0.98	2490.2	28.9	2559.8	13.3	2615.5	4.5	2615.5	4.5	95.2
SJ-11-02-20	435	566640	2.1	5.4082	0.6	12.8284	2.4	0.5032	2.3	0.97	2627.4	50.4	2667.1	22.8	2697.4	10.4	2697.4	10.4	97.4
SJ-11-02-22	78	54091	1.4	4.5520	0.4	17.3784	1.6	0.5737	1.6	0.97	2923.1	36.7	2956.0	15.5	2978.4	6.3	2978.4	6.3	98.1

Tabla V. 7c. Análisis geocronológico de U-Pb, datos del esquistos de muscovita (SJ-11-02).

Los circones del esquistos de muscovita tienen tamaños menores a los 100 $\mu$ m, no muestran caras bien definidas, se observa zoneamiento en algunos cristales (Figura V.10).

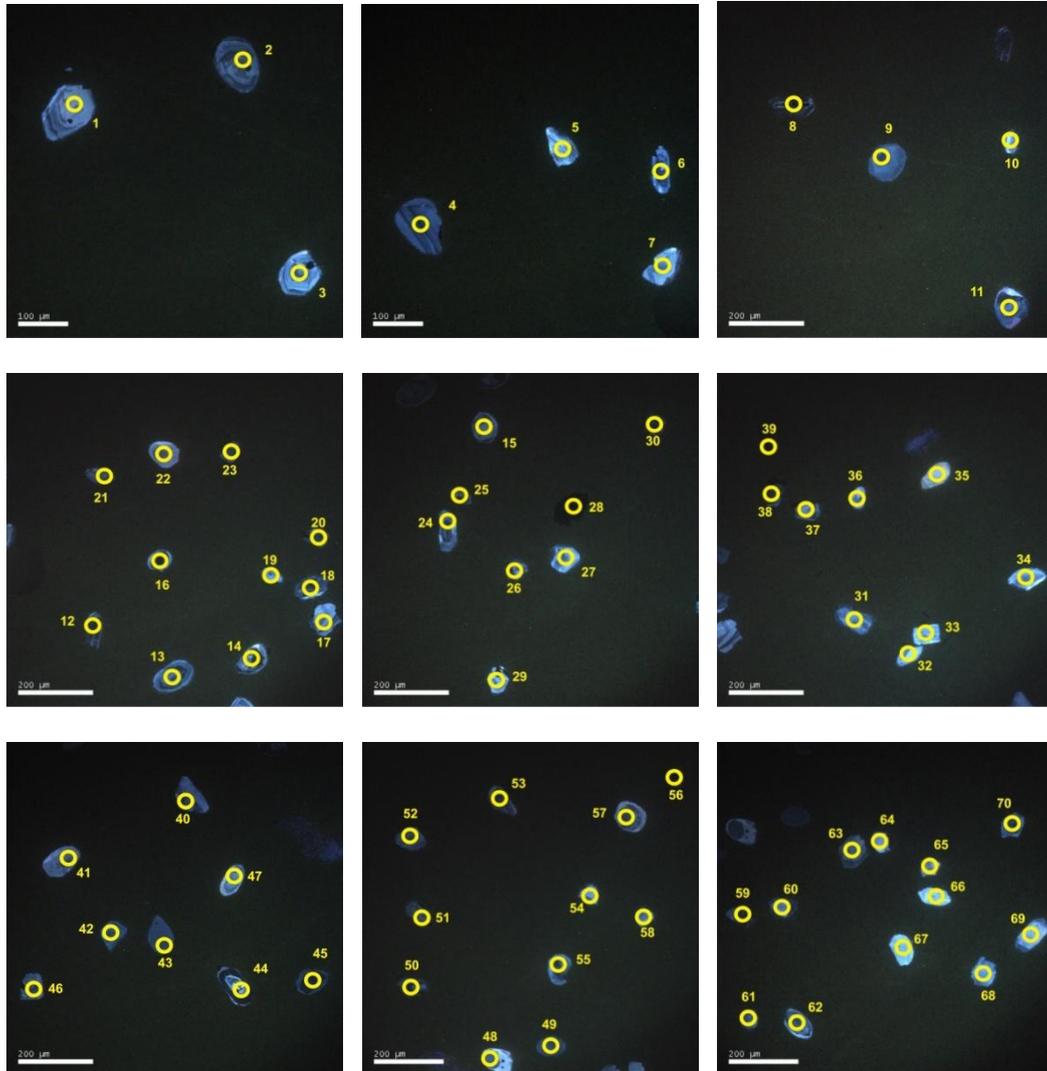
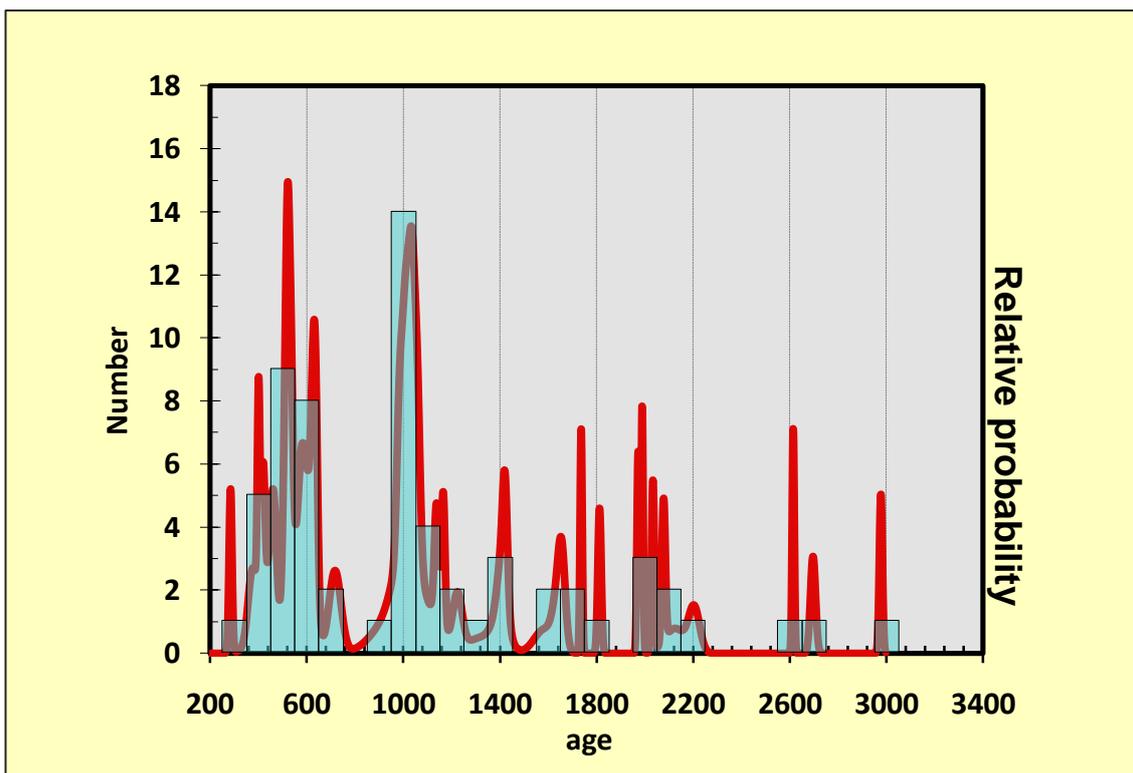
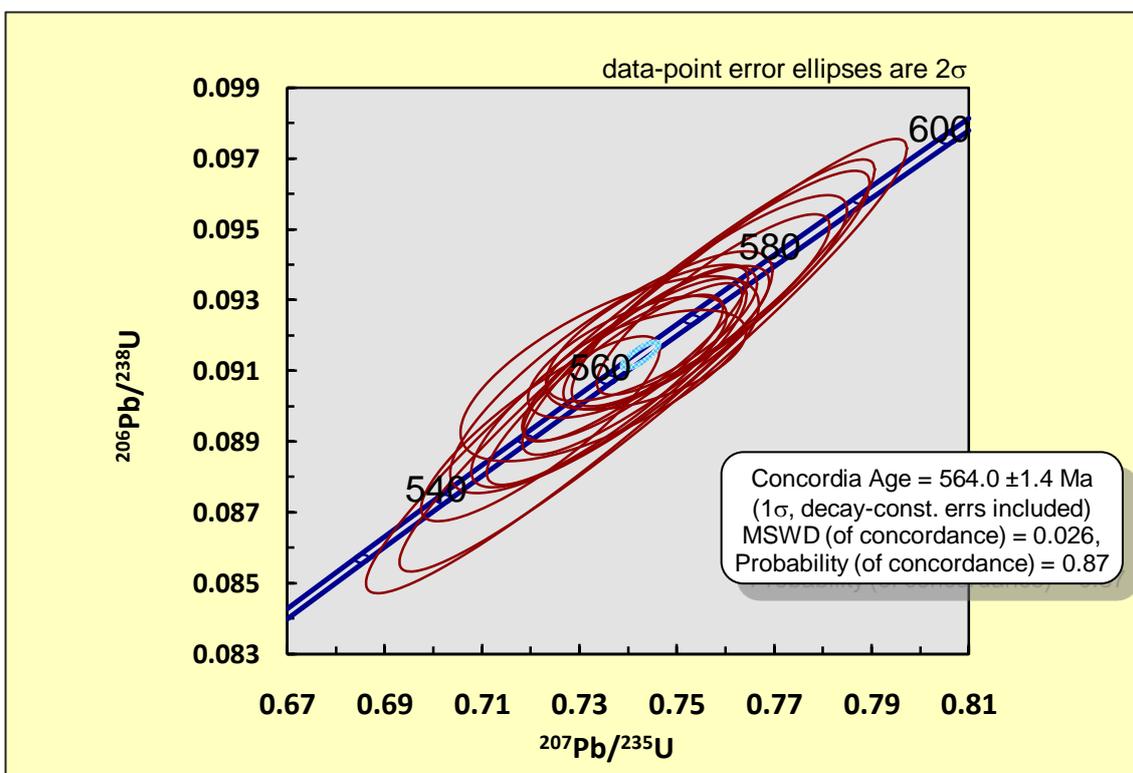


Figura V. 10 Circones del esquistos de muscovita SJ-11-02, fotos de catodoluminiscencia, tamaños menores a 100 $\mu$ m, 70 mediciones.



▲ Figura V. 11 Histograma de edades de cristales de circon del esquist de muscovita (SJ-11-02).

La edad que se reporta en el diagrama de la concordia de la Figura V. 12 aporta información de la edad de las componentes detríticas del esquist.

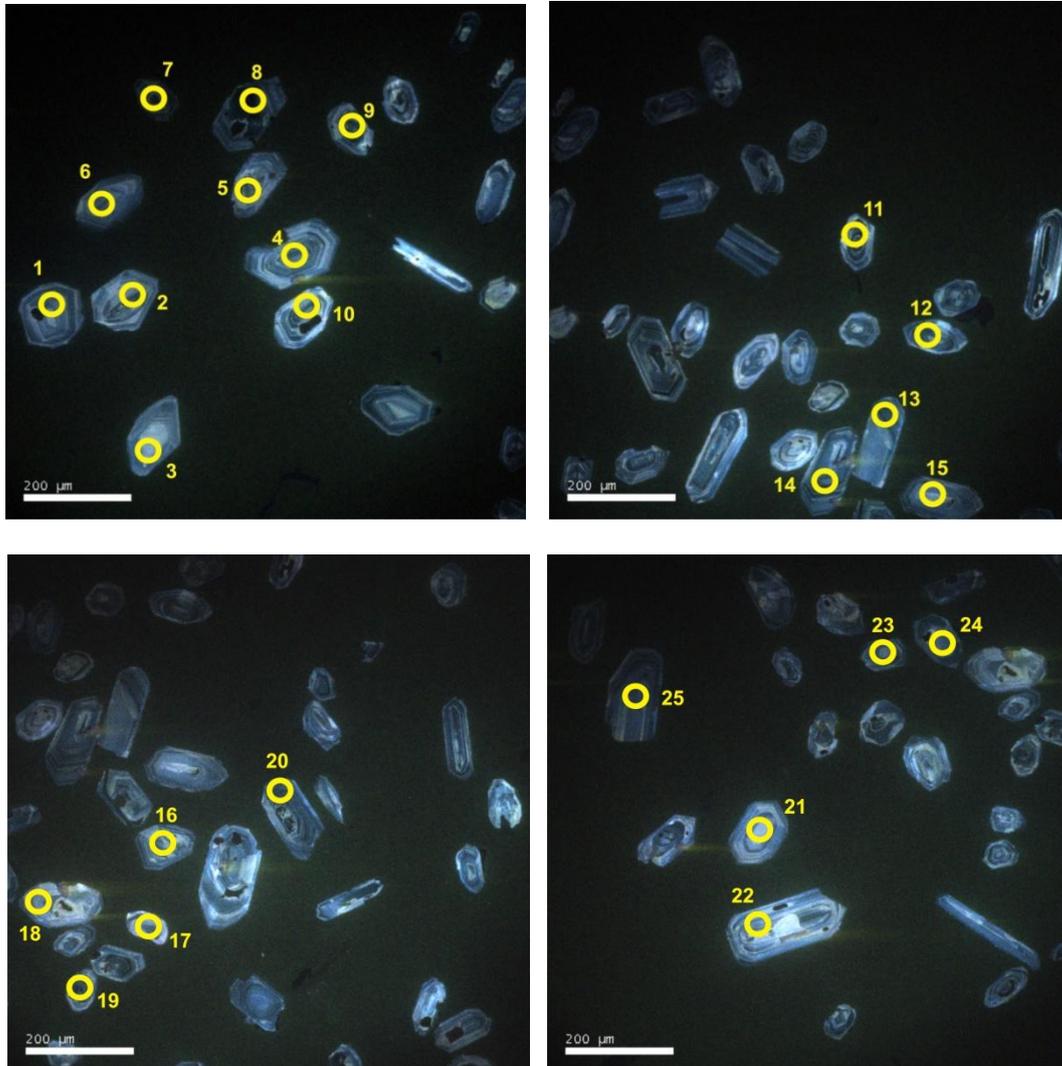


▲ Figura V. 12 Diagrama de concordia de los circones del esquist de muscovita (relación  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{Pb}$  en las ordenadas vs  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ), con elipses de error 1σ.

Analysis	U (ppm)	206Pb 204Pb	U/Th	206Pb* 207Pb*	± (%)	Isotope ratios					Apparent ages (Ma)						Best age (Ma)	± (Ma)	Conc (%)
						207Pb* 235U*	± (%)	206Pb* 238U	± (%)	error corr.	206Pb* 238U*	± (Ma)	207Pb* 235U	± (Ma)	206Pb* 207Pb*	± (Ma)			
SJ11-08-7	574	20895	1.9	21.4023	5.8	0.0733	19.5	0.0114	18.7	0.96	72.9	13.5	71.8	13.5	35.1	138.0	72.9	13.5	NA
SJ11-08-6	263	7971	2.6	26.8411	43.6	0.0620	44.0	0.0121	6.2	0.14	77.3	4.8	61.0	26.1	-538.0	1218.8	77.3	4.8	NA
SJ11-08-10	327	8502	2.3	20.9517	6.2	0.0799	7.2	0.0121	3.5	0.50	77.8	2.7	78.0	5.4	85.9	147.5	77.8	2.7	NA
SJ11-08-2	258	794	1.4	18.1575	16.7	0.0922	17.1	0.0121	3.4	0.20	77.8	2.7	89.6	14.6	415.2	376.2	77.8	2.7	NA
SJ11-08-22	288	9837	1.6	21.5636	10.4	0.0777	11.0	0.0121	3.6	0.33	77.8	2.8	76.0	8.1	17.1	250.9	77.8	2.8	NA
SJ11-08-17	374	7157	1.4	21.3724	13.3	0.0787	13.7	0.0122	3.3	0.24	78.2	2.6	76.9	10.2	38.5	319.4	78.2	2.6	NA
SJ11-08-1	270	9203	2.4	21.2079	10.5	0.0793	10.7	0.0122	2.0	0.18	78.2	1.5	77.5	8.0	56.9	251.8	78.2	1.5	NA
SJ11-08-5	334	5211	1.9	18.8956	13.3	0.0891	13.6	0.0122	2.8	0.20	78.2	2.1	86.6	11.3	325.5	303.4	78.2	2.1	NA
SJ11-08-12	656	17990	1.9	20.5730	6.2	0.0819	6.5	0.0122	2.2	0.34	78.3	1.7	79.9	5.0	129.0	144.8	78.3	1.7	NA
SJ11-08-14	592	42877	1.6	22.5319	8.6	0.0749	8.7	0.0122	1.0	0.11	78.4	0.8	73.3	6.2	-89.5	212.4	78.4	0.8	NA
SJ11-08-4	353	10106	2.1	22.2656	11.7	0.0758	11.9	0.0122	1.8	0.15	78.5	1.4	74.2	8.5	-60.4	286.6	78.5	1.4	NA
SJ11-08-11	910	13024	1.3	20.1485	4.3	0.0840	4.4	0.0123	1.1	0.24	78.6	0.8	81.9	3.5	177.7	99.7	78.6	0.8	NA
SJ11-08-3	203	4431	2.1	24.4270	13.0	0.0695	13.5	0.0123	3.5	0.26	78.9	2.7	68.2	8.9	-291.4	333.7	78.9	2.7	NA
SJ11-08-23	253	11151	1.9	22.4977	15.1	0.0755	15.3	0.0123	2.4	0.16	78.9	1.9	73.9	10.9	-85.7	371.0	78.9	1.9	NA
SJ11-08-9	528	10547	2.8	20.5205	6.7	0.0828	6.9	0.0123	1.7	0.25	79.0	1.3	80.8	5.4	135.0	158.0	79.0	1.3	NA
SJ11-08-13	507	11575	3.5	20.8626	7.8	0.0816	8.0	0.0123	1.7	0.21	79.1	1.3	79.6	6.1	95.9	185.4	79.1	1.3	NA
SJ11-08-20	897	23609	1.8	20.9501	3.1	0.0813	3.3	0.0124	1.0	0.29	79.2	0.8	79.4	2.5	86.0	74.0	79.2	0.8	NA
SJ11-08-18	265	8186	2.6	22.1246	19.5	0.0775	19.6	0.0124	2.3	0.12	79.7	1.8	75.8	14.3	-44.9	477.7	79.7	1.8	NA
SJ11-08-25	299	8157	1.9	22.7756	7.7	0.0760	8.7	0.0126	4.1	0.47	80.4	3.3	74.4	6.2	-115.9	189.5	80.4	3.3	NA
SJ11-08-16	462	17179	2.7	21.9540	8.2	0.0802	20.7	0.0128	19.1	0.92	81.8	15.5	78.3	15.6	-26.1	199.0	81.8	15.5	NA
SJ11-08-21	111	5269	2.5	14.6984	42.0	0.1198	42.6	0.0128	7.3	0.17	81.8	6.0	114.9	46.3	869.6	909.4	81.8	6.0	NA

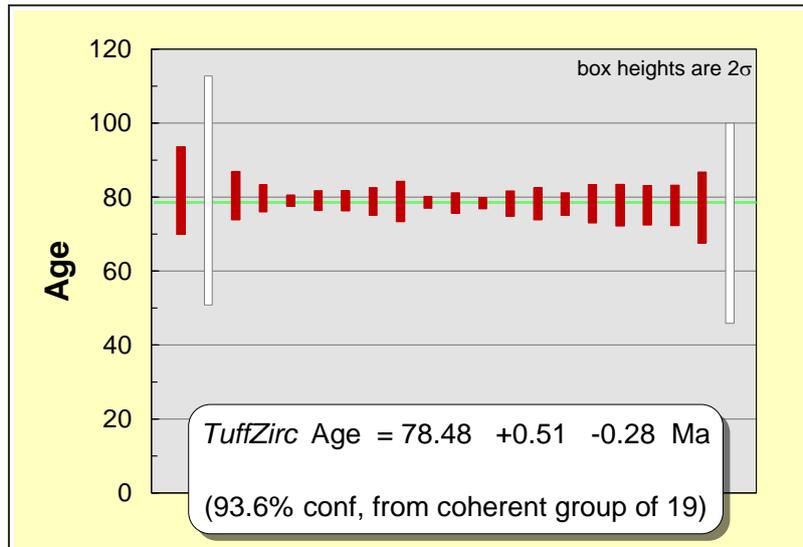
Tabla V. 8 Análisis geocronológico de U-Pb, datos del dique cuarzo-feldespático (SJ-11-08).

Los circones del dique cuarzo-feldespático presentan caras mejor definidas, alargados, con pinacoides y de formas hexagonales; así como algunos presentan zoneamiento, con tamaño mayor a 200µm (Figura V.13).

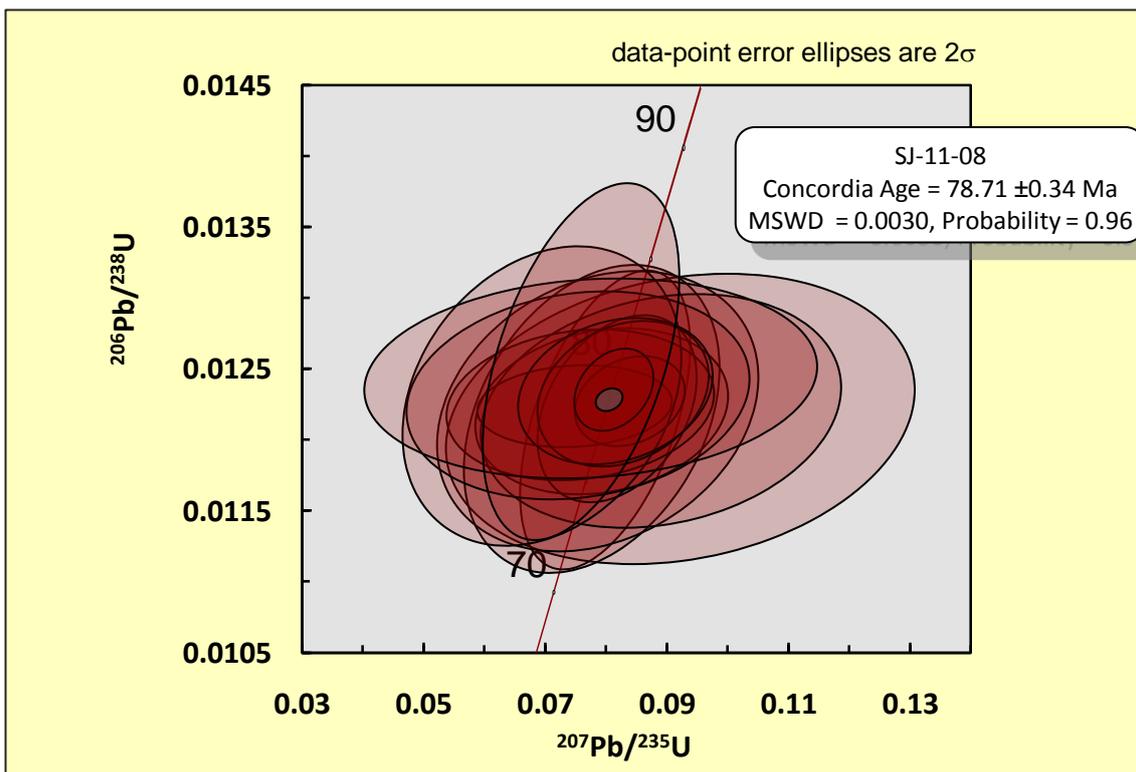


▲ Figura V. 13 Dique cuarzo-feldespático (SJ-11-08), muestra donde se realizaron los 25 disparos círculos amarillos.

La muestra SJ-11-08 es un dique cuarzo-feldespático que se encontraba ligeramente deformado. Se realizaron 25 muestreos de los cuales se tomaron en cuenta 21 mediciones (Tabla V.8). Hay valores de 72.9 a 81.8Ma y por el método de TuffZirc se reporta una edad de  $78.48 \pm 0.51 - 0.28\text{Ma}$ . Las barras en blanco del gráfico no se emplearon para la estimación de la edad y se tiene una certidumbre del 93.6% de un grupo coherente de 19, (Figura V.14). Por otra parte la concordia corrobora con una edad de  $78.71 \pm 0.34\text{Ma}$  con un error de  $2\sigma$  en las elipses que se denotan de color rojo en el gráfico de la Figura V.15.



▲ Figura V. 14 Resultados de la edad de la muestra SJ-11-08, obtenida mediante el programa TuffZirc con error  $2\sigma$ , las barras de color rojo representan los valores empleados para realizar la curva concordia.



▲ Figura V. 15 Relación  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{Pb}$  en las ordenadas vs  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , extremos de 70 a 90 Ma, con elipses de error  $2\sigma$ .

---

## CAPÍTULO VI    Discusión y Conclusiones

### VI. 1 Discusión

La gran variedad geológica expuesta en la Isla San Juanito nos proporciona un preámbulo estratigráfico de la zona y su relación con el noroeste de México. Incluye metamorfismo regional de edad Paleozoica, un episodio magmático en el Jurásico-Cretácico y finalmente una historia sedimentaria con eventos de subsidencia y levantamiento asociados al proceso de la apertura del Golfo de California.

De acuerdo a nuestras observaciones en campo, los análisis petrográficos y geocronológicos, establecimos una columna estratigráfica, presentada anteriormente, conformada por un complejo metamórfico, cuerpos intrusivos hipabisales y unidades sedimentarias.

El basamento de la Isla San Juanito está integrado por rocas metamórficas, entre las que destaca el esquisto de muscovita, fechado con el método U-Pb en circones. Los circones tienen edades que varían de 285 Ma hasta 2,978 Ma. Significativamente, la menor edad obtenida, representa la edad máxima de sedimentación de la secuencia metasedimentaria, con un metamorfismo posterior. Además, se presentan picos de abundancia en circones de 560 Ma y 1,000 Ma, que corresponden a edades Panafricanas (730 Ma – 530 Ma) y componentes del Grenvilliano (1,100 Ma – 900 Ma), respectivamente.

Un caso que nos llamó la atención, fue el encontrar un circón con una edad de 2,978 Ma, lo que indica que esta roca contiene circones del Arqueano. Estadísticamente en geocronología un circón no es significativo para aseverar una edad, pero eso sugiere la posibilidad de que contenga más cristales con edades similares. El esquisto de muscovita es la roca más antigua del archipiélago Islas Marías. Chiñas (1963) definió como basamento del archipiélago las rocas graníticas y gabroicas pertenecientes al Cretácico que afloran en las islas María Madre y San Juanito, y que las segundas constituyen el basamento de la Isla María Magdalena. Así mismo, Pompa-Mera *et al.* (2013) reportan edades jurásicas en ortogneises, siendo las más antiguas en la Isla María Madre. Con los datos obtenidos en esta tesis y la comparación con los anteriormente mencionados, nosotros establecemos que el basamento del archipiélago sólo aflora en la Isla San Juanito y corresponde al esquisto de muscovita con una edad máxima de sedimentación de 285 Ma. Gastil (1985) hace una descripción de la litología de la península de Baja California, dividiéndola en terrenos, y menciona una serie de secuencias sedimentarias que podrían ser correlacionables al protolito del esquisto micáceo.

Las unidades graníticas de San Juanito tienen edades que varían desde los 78.5 Ma hasta 79.5 Ma. Fueron fechadas por el método U-Pb en circones y son totalmente correlacionables con las unidades de composición granítica y tonalítica fechadas por Pompa-Mera *et al.* (2013) de la Isla María Madre, en la que reporta edades de 80.8 a 83.4 Ma. Dichas edades nos indican que el mismo evento magmático dio origen a las unidades graníticas de la zona, estableciendo su contemporaneidad en las islas. Estos granitos tienen similitudes con los descritos por Schaaf *et al.* (2000) correspondientes al Bloque Los Cabos y al Batolito de Puerto Vallarta (Schaaf *et al.*, 1995) con edades de 75 a 101 Ma. La edad de estos granitos nos indican también una contemporaneidad respecto a las rocas descritas en Sinaloa por Henry

*et al.* (2003) que reporta un emplazamiento de 45 a 90 Ma obtenidas por el método U-Pb y K-Ar. Pérez-Venzor, (2013) reporta edades de 80 Ma obtenidas por el método Rb-Sr en rocas plutónicas del Bloque Los Cabos.

La secuencia sedimentaria hallada en la Isla San Juanito, anteriormente descritas por Carreño (1979) y McCloy *et al.* (1988) se correlaciona con la denominada “secuencia Ojo de Buey” nombrada así por Pompa-Mera *et al.* (2013). Los rasgos estructurales de ligero basculamiento hacia el suroeste, y las intercalaciones de areniscas y lutitas, nos indican su continuidad estratigráfica en ambas islas. Además, debido a la cercanía de las mismas, se puede establecer que esta secuencia se depositó uniformemente sobre ellas. El ligero basculamiento de la secuencia sedimentaria encontrada en San Juanito también se encuentra en la zona norte de la “secuencia Ojo de Buey inferior” en María Madre (la unidad inferior tiene secuencias granodecrescentes, clastosoportadas y deformadas; y la unidad superior una intercalación de areniscas y lutitas de estratos delgados) ya que como describe Pompa-Mera *et al.* (2013), ésta se encuentra basculada y en algunas zonas deformada.

La secuencia sedimentaria descrita es importante porque en ella están expuestos estratos marinos del Neógeno cruciales para entender el proceso de evolución del Golfo de California (McCloy *et al.*, 1988).

Es probable que la Isla San Juanito sea una extensión de la Isla María Madre. La presencia de la misma secuencia sedimentaria cubriendo las islas y las unidades graníticas contemporáneas indican una columna estratigráfica que se complementa entre ambas islas.

## **VI. 2 Conclusiones:**

Este trabajo de tesis es el primero en dar a conocer la geología de manera específica y detallada de la Isla San Juanito.

Los resultados obtenidos por medio de geocronología, sugieren una correlación con rocas ígneas del sur de Baja California y el margen continental mexicano entre Sinaloa y Jalisco, por lo tanto, el archipiélago Islas Marías forma parte del cinturón batolítico de la Cordillera que se extiende desde Norteamérica hasta el Istmo de Tehuantepec (Pompa-Mera *et al.*, 2013).

En la Isla San Juanito está expuesto el basamento del archipiélago, y presenta las edades de circones detríticos más antiguas de las islas, las cuales registran edades del Grenvilliano y Panafricano.

Las unidades plutónicas se correlacionan con las rocas de la Isla María Madre y con rocas intrusivas de la costa pacífica mexicana asociadas a edades similares de intrusión, que varían de los 75 a 110 Ma.

Las secuencias sedimentarias de areniscas-lutitas de la Isla San Juanito forman parte de la “secuencia Ojo de Buey” definida así por Pompa-Mera *et al.* (2013). Ésta se extiende hasta San Juanito, y fue identificada por las características observadas en la zona norte de María Madre y la zona sur y este de San Juanito.

---

---

**BIBLIOGRAFÍA**

Ahrens, L.H., 1955, Implications of the Rhodesia age pattern: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 8, p.1-15.

Allègre, C.J., 2008, *Isotope Geology*, Cambridge, Nueva York, 512pp.

Martin Barajas, J. A. y Delgado Argote, L. A., 1995, *Inventario de recursos minerales del Estado de Baja California*, edición 1995. CICESE 148 pp. (PA: CEGOL9501).

Barron, J.A., 1985, Late Eocene to Holocene diatom biostratigraphy of the equatorial Pacific Ocean, Deep Sea Drilling Project Leg 85. In: L. Mayer, F. Theyer et al. (Editors), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 85*. U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., p. 412-456.

Carreño A.L., Casey, R.E., Gío-Argáez, R., Martínez-Hernández, E., Pérez-Guzmán, A.M., and Reyes-Salas, M., 1979. *Estudios micropaleontológicos en la Isla María Madre, Nayarit*. Univ. Nal. Autón. México, *Inst. Geol., Rev.*, 3(2), p. 193-194.

Carreño, A.L., 1985, Biostratigraphy of the Late Miocene to Pliocene on the Pacific Island Maria Madre. *Micropaleontology*, 31, p. 139-166.

Casas-Andrew, G. 1992, *Anfibios y Reptiles de las Islas Marías y Otras Islas Adyacentes a la Costa de Nayarit, México: Aspectos Sobre su Biogeografía y Conservación*. Anal. Inst. Biol. UNAM. Serie Zool. 63(19:95-112).

Chiñas, L.R., 1963, *Bosquejo Geológico de las Islas Marías, México, D.F.* [B. Sc. Tesis], Inst. Politéc. Nal., Esc. Sup. Ingeniería y Arquitectura, 62 pp.

CONANP. 2007, *Programa de conservación y manejo Reserva de la Biósfera Islas Marías México*. Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas, México.

DOF. 2000, *Decreto por el que se declara Área Natural Protegida, con el carácter de Reserva de la Biósfera, el archipiélago conocido como Islas Marías*. Diario Oficial de la Federación, 27 de noviembre de 2000.

Faure, G. y Mensing T., 2005, *Isotopes, Principles and Applications*: John Wiley & Sons, Nueva York, 897 pp.

García de Miranda, E. 2004, *Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen para adaptarlo a las condiciones de la República Mexicana*. Instituto de Geografía, UNAM, México.

Gastil, G., 1985, Terranes of Peninsular California and Adjacent Sonora, in *Tectonostratigraphic Terranes of the Circum-Pacific Region*, D.G. Howell, (ed.), Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series, n.1, p. 273-283.

---

Gastil, R.G., G.J. Morgan, and D. Krummenacher, 1980, Tectonic History of Peninsular California and Adjacent Mexico in Rubey Volume No.1, The Tectonic Development of California, edited by Gary Ernst, Freeman Press, San Francisco, p. 284-306.

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), p. 1-13.

Hanna, G.D., 1926, Expedition to the Revillagigedo Islands, México, in 1925, General Report, California Acad. Sci., Proc., ser. 4, 15, p. 1-93.

Hanna, G.D., Grant, W.M., 1926, Expedition to the Revillagigedo Islands, México, in 1925. II. Miocene marine diatoms from María Madre Island, México: *Proceedings of the California Academy of Sciences*, ser 4, vol.15, p. 115-117.

Henry, C.D., McDowell, F.W. and Silver, L.T., 2003, Geology and geochronology of granitic batholithic complex, Sinaloa, México: Implications for Cordilleran magmatism and tectonics, in Johnson, S.E., Paterson, S.R., Fletcher, J.M., Girty, G.H., Kimbrough, D.L., and Martin-Barajas, A., eds., *Tectonic evolution of northwestern México and the southwestern USA: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 374*, p. 237-274.

Hernández-Pineda, G. A., 2006, *Geoquímica y Geocronología de granitoides en el área de Tierra Colorada Guerrero*, [Ph. D. tesis]: UNAM, 84pp.

INEGI, 1999, Carta Topográfica 1:50,000 F13C25-24-15-14: Isla María Madre, Nayarit.

INEGI, 1999, Carta Topográfica 1:50,000: Isla María Magdalena F13C36-35, Nayarit.

INEGI, 2012, Conjunto de datos vectoriales provincias\_fisiográficas.SHP, Provincias Fisiográficas de México.

INEGI, 2012, Conjunto de datos vectoriales MDE-n.bil, Modelo digital de elevación de Isla San Juanito.

International Stratigraphic Chart, 2009, <http://www.stratigraphy.org>

<http://gdem.ersdac.jspacesystems.or.jp/search.jsp>

Jordan, E.K., Hertlein, L.G., 1926, Expedition to the Revillagigedo Islands, México, in 1925, IV. A Pliocene fauna from María Madre Island, México: *Proceedings of the California Academia of Sciences*, ser. 4, 15, p. 209-215.

Kerr, P. F., 1977, *Optical mineralogy*, New York: McGraw-Hill, 497pp.

Klein, C., Hurlbut, C. S. Jr., 1997, *Manual de Mineralogía (basado en la obra de J. D. Dana)*, 4ª ed., Tomo I y II, Reverté.

---

Ludwig, K.R., 2008, User's Manual for Isoplot 3.60, A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel: Berkeley Geochronology Center, Special Publication No. 4, 77pp.

Ludwig, K.R., Mundil, R., 2002, Extracting reliable U-Pb ages and errors from complex populations of zircons from Phanerozoic tuffs, in 12th Goldschmidt Conference: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66, p. 463.

McCloy, C., Ingle, J.C., 1982, Neogene foraminifera, stratigraphy, and depositional history of Isla Maria Madre: Evidence of early marine conditions in the southern Gulf of California. *Geol. Soc. Am. Progr. With Abstracts*, 14, p. 213.

McCloy, C., Ingle, J.C., Barron, J.A., 1988, Neogene stratigraphy, foraminifera diatoms, and depositional history of María Madre Island, México: evidence of Early Neogene marine conditions in the southern Gulf of California: *Marine Micropaleontology*, 13(3), p. 193-212.

Meza-García, V., 2010, Estudio petrográfico, geocronológico y cartográfico de los domos riolíticos y de las ignimbritas riolíticas del sector El Ocotito-Papagayo, al sur de la Sierra de Alquitrán y Tierra Colorada, Estado de Guerrero. [Ph. D. tesis]: ESIA-IPN, 132 pp.

Montaño-Rendón, M., 2011, Filogeografía del zorzal dorsirrofu (*Turdus rufopalliatu*s: Aves: Turdidae), con énfasis en el estatus de las poblaciones de las Islas Tres Marías, [Ph. D. tesis]: UNAM, 41pp.

Morán-Zenteno, Dante J., Martiny, B., Tolson, G., Solís Pichardo, G., Alba Aldave, L., Hernández-Bernal, M. del S., Macías Romo, C., Martínez Serrano, R.G., Schaaf, P., Silva Romo, G., 2000, Geocronología y características geoquímicas de las rocas magmáticas terciarias de la Sierra Madre del Sur: *Bol. de la Sociedad Geológica Mexicana*, T. LIII, No. 1, p. 27-58.

NASA, 2013, ASTGTM2\_N21W107.tiff, Modelo digital de elevación de las Islas Marías.

Ness, G.E., 1982, Late Neogene tectonics of the mouth of the Gulf of California, [Ph. D. thesis]: Oregon State University, Corvallis, OR, 143 pp.

Norman, F., 1984, *The field description of metamorphic rocks*, Wiley BlackWell, 110pp.

Osorio-Pérez, M, 2005, Contribución a la Geocronología del Macizo de Chiapas, edades de U-Pb en rocas ígneas del área de Villa Flores, [Ph. D. tesis]: UNAM, 85pp.

Padilla-Sánchez, Ricardo J., 2007, Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México: *Bol. De la Sociedad Geológica Mexicana*, T. LIX, No.1, p. 19-42.

Pereyra, Hernández, J. G., 2003, Metodologías de Preparación de Muestras para la Obtención de Edades Absolutas por los Métodos de Fechamiento Isotópico U-Th-Pb y 40Ar-39Ar, UAG. 142pp.

Pérez-Venzor, J.A., 2013. Estudio geológico-geoquímico del Borde Oriental del Bloque de los Cabos, Baja California Sur, México. [Ph.D. tesis]: UNAM, 289 pp.

- 
- Poller, U., Todt, W., Janák, M. and Kohút, M., 1997, Pre-Variscan orthogneisses of the Western Tatra Mountains: U-Pb single zircon data by cathodoluminescence controlled dating (CLC-dating). Abstracts Supplement 1 to Terra Nova, 9, p. 488.
- Pompa-Mera, V., Schaaf, P., Hernández-Treviño, T., Weber, B., Solís-Pichardo, G., Villanueva-Lascurain, D., Layer, P., 2013, Geology, geochronology, and geochemistry of Isla María Madre, Nayarit, Mexico, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 30, p 1-23.
- Pupin, J.P. 1980, Zircon and Granite Petrology, *Contribution to Mineralogy and Petrology*, No. 73, p. 207-220.
- Russell, R.D., Farquhar, R.M., 1960, Lead Isotopes in geology *Interscience*.
- Schaaf, P., Böhnell, H. and Pérez-Venzor, J.A., 2000, Pre-Miocene palaeogeography of the Los Cabos Block, Baja California Sur: Geochronological and palaeomagnetic constrains; *Tectonophysics*, v. 318, p. 53-69.
- Schaaf, P., Morán-Zenteno, D., Hernández-Bernal, M., Solís-Pichardo, G., Tolson, G. and Köhler, H., 1995. Paleogene continental margin truncation in southwestern México: geochronological evidence. *Tectonics*, 14, p. 1339-1350.
- SEMAR. 2004. Carta de navegación SM-400: Cabo San Lucas a Manzanillo e Islas Revillagigedo. Escala 1:750,000. Secretaría de Marina, México.
- Silva-Romo, G., Mendoza-Rosales, C. C., 2011, *Manual para el Trabajo Geológico de Campo*, UNAM, F.I., México, 322pp.
- Small, M., 1998, Ten Days in May: A trip to Las Islas Tres Marías, *The Festivus*, Vol., XXX (7): p.75-82.
- Streckeisen A. and Le Maitre, R.W., 1979. A chemical approximation to the modal QAPF classification of igneous rocks, *Neues Jahrb. Mineral. Abh.*, 136, p. 169-206.
- Streckeisen, A.L., 1979, Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites, and melitic rocks: recommendations and suggestions of the IUGS subcommission on the systematic of igneous rocks: *Geology*, 7, p. 331-335.
- Torres de León, R., 2005, *Geología. Petrografía, Estructuras y Tectónica en el área de la Venta, Guerrero*, [Ph. D. tesis]: UNAM, 99 pp.
- Tucker, M. E., 2011, *Sedimentary rocks in the field: a practical guide*, fourth edition, Wiley BlackWell, 270 pp.
- Villanueva- Lascurain, D., 2011, *Petrogénesis de la parte gabroica del plutón de Jilotlán, Jalisco*, [tesis]: UNAM, 196 pp.
- Wentworth, C.K., 1922, A scale of grade and class terms for clastic sediments, *Journal of Geology*, 30, p. 377-392.

Wetherill, G.W., 1956, Discordant uranium-lead ages: Transaction-American Geophysical Union, 37, p. 320-326.

Wetherill, G.W., 1963, Discordant uranium-lead ages part 2: discordant ages resulting from diffusion of lead and uranium: Journal of Geophysical Research, 68, p. 2957-2965.

Wicander, Reed, Monroe, James S., 2000, Fundamentos de Geología, Segunda Edición, Ed. Ciencias Thomson, 112pp.

Winter, J.D., 2001, An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology: Prentice Hall, NJ, EUA. 697pp.

# **ANEXO A**

# **PETROGRAFÍA**

**Muestra: SJ- 10-01**

Coordenadas: Latitud N 21°44'31.8", Longitud W 106°39'41.8" (WGS84).

***Descripción Macroscópica***

*Color:* verde perlado, con clastos de color blanco, cremas, al intemperie muestra mucha oxidación

*Estructura y Textura:* presenta una ligera foliación en algunas zonas, fuertemente fracturada, compacta

*Minerales observables:* presenta líticos, ferromagnesianos. Matriz rica en óxidos.

*Observaciones:* Es oligomítico, moderadamente seleccionado, los clastos están subangulosos clastosoportados, esfericidad alta, algunos tienen una elongación intermedia.



▲ **Figura A10.1.1 Brecha volcánica en campo, con clave de muestra SJ-10-01.**

Clasificación de campo: Brecha volcánica

***Descripción Microscópica***

*Grado de Cristalinidad:* oligomítico

*Fabrica:* clastosoportado, moderadamente seleccionado, clastos están subredondeados, con algunos clastos subangulosos

*Textura:* el cementante presenta ligera foliación, Se observa algunos cristales con mosaicos correspondientes a los líticos.

*Observaciones:*

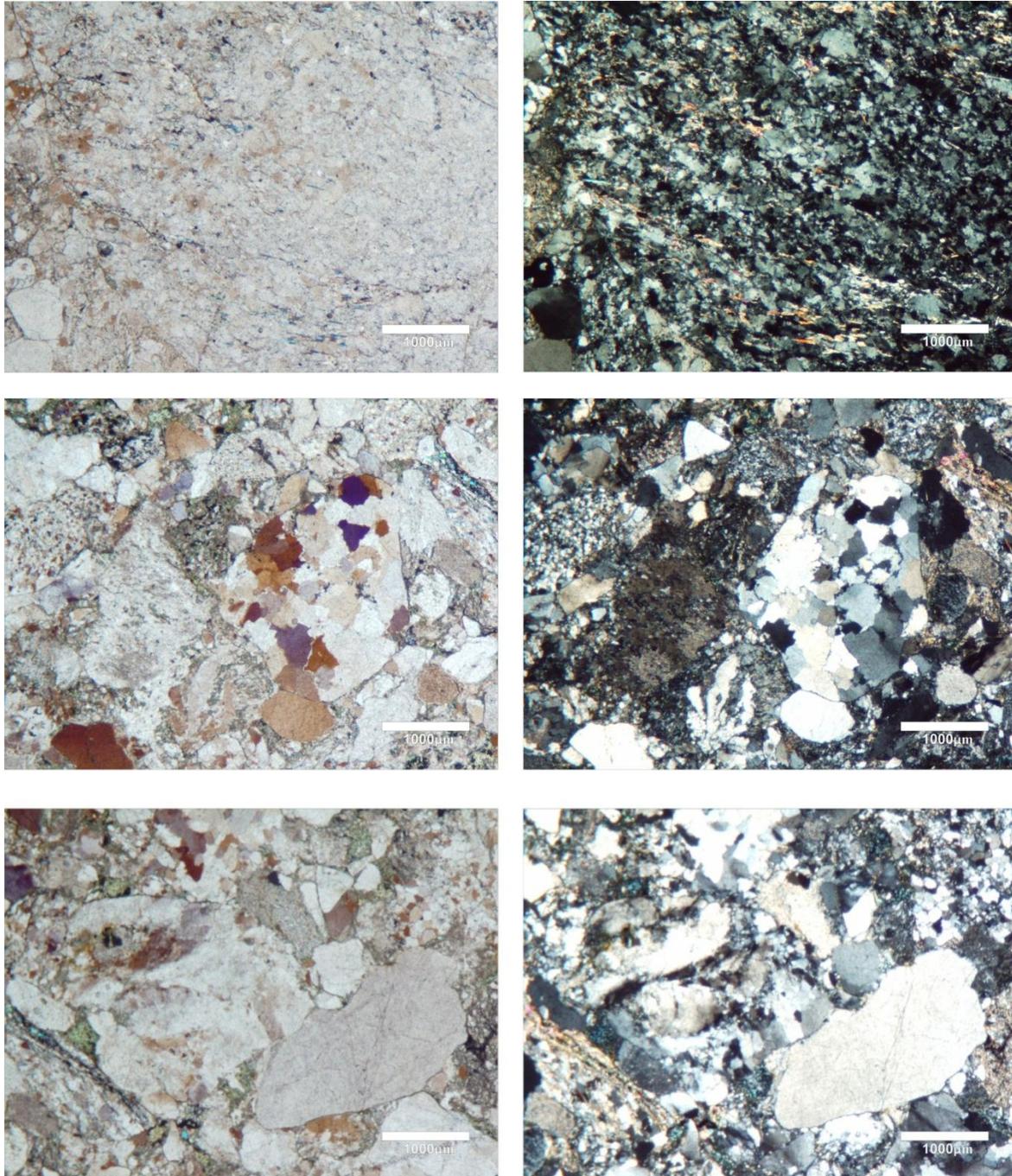
Cristales de hasta 4-7mm de largo en su eje mayor, en luz natural se observan coloraciones verde botella, gris oscuro, el contacto clastosoportado, presencia de bordes suturados entre líticos, lineales entre los cuarzos, cementante entre los intersticios.

Fragmentos de roca tamaños de arenas muy gruesas (2mm) a guijas (7mm), subredondeados, su composición es de plagioclasas, cuarzo, feldespato K, con ligeras alteraciones a sericita. Los cristales de cuarzo de hasta 7mm de diámetro en su eje mayor, con extinción ondulante, presenta los bordes redondeados. Feldespatos K, de hasta 4mm de diámetro, son anhedrales, con una textura antipertitas, presentan alteración a sericita, extinción oblicua. Presencia de micas, biotita, clorita, opacos son anhedrales.

*Mineralogía:*

<i>Especie</i>	<i>Composición</i>	<i>Tamaño</i> <i>(promedio)</i>	<i>Porcentaje</i> <i>%</i>	<i>Observaciones texturales</i>
Líticos		5mm	50	
Cuarzo	SiO <sub>2</sub>	7mm	25	Extinción ondulante, con bordes redondeados
Feldespato K	KAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub>	4mm	5	Anhedrales, pertitas, extinción oblicua
Biotita	K(Mg,Fe <sup>2+</sup> ) <sub>3</sub> (Si <sub>3</sub> Al)O <sub>10</sub> (OH,F) <sub>2</sub>	< 0.02 mm	2	
Sericita	K(Al <sub>2</sub> )(AlSi <sub>3</sub> O <sub>10</sub> )(OH) <sub>2</sub>	< 0.02 mm	2	Alterando parte de los feldespatos que son componentes de los líticos
Opacos	α-MnO(OH) FeS <sub>2</sub>	< 0.02 mm	1	anhedrales
Cementante		< 0.02 mm	15	

*Tabla A10.1.1 Minerales para la clasificación SJ-10-01.*



▲ Figura A.10.1.1 Se observa el contacto grano a grano, izquierda con polarizador, y derecha con analizador. Se observan líticos, así como clorita, coloraciones verdes solo polarizador.

***Origen de la roca***

Cataclástica

***Clasificación***

Brecha, oligomíctica

**Muestra SJ-10-02**

Coordenadas: Latitud N 21°44'36.5", Longitud W 106°39'44.6" (WGS84).

**Descripción Macroscópica:**

*Color:* verde claro perlado con algunas partes cremas al fresco, al intemperie es pardo, verde oscuro y pardo amarillento en algunas zonas.

*Estructura y Textura:* foliada, jabonosa, ligera deformación en pliegues, presenta algunas fracturas.

*Minerales observables:* biotita y muscovita, dispuestos en los planos de foliación, feldespatos y ferromagnesianos.

*Observaciones:* muestra ligeramente densa, se pueden identificar al menos dos eventos de deformación en la roca, ya que los planos de foliación además están plegados.



▲ Figura A10.2.2 Muestra de mano, localizada al SE del islote.

Clasificación de campo: Esquisto de mica

**Descripción Microscópica:**

*Textura:* porfidoblástica, en esta roca se pone de manifiesto una esquistosidad muy desarrollada, distinguiéndose pliegues en cuyas charnelas se acumulan agregados de cuarzo y plagioclasa. En esta lámina se ha desarrollado una textura lepidonematoblástica por la orientación preferencial de los cristales de mica blanca (muscovita), presentan dos orientaciones preferenciales. Los mosaicos de cuarzo se disponen granoblásticos, en disposición de tamaño marcado, pero regular, son xenoblásticos.

Entre los horizontes de micas y cuarzo hay flujos de óxido, (que no se desaparecen por disolución, tampoco son deformados)

Presenta indicadores cinemáticos de deformación.

## Mineralogía:

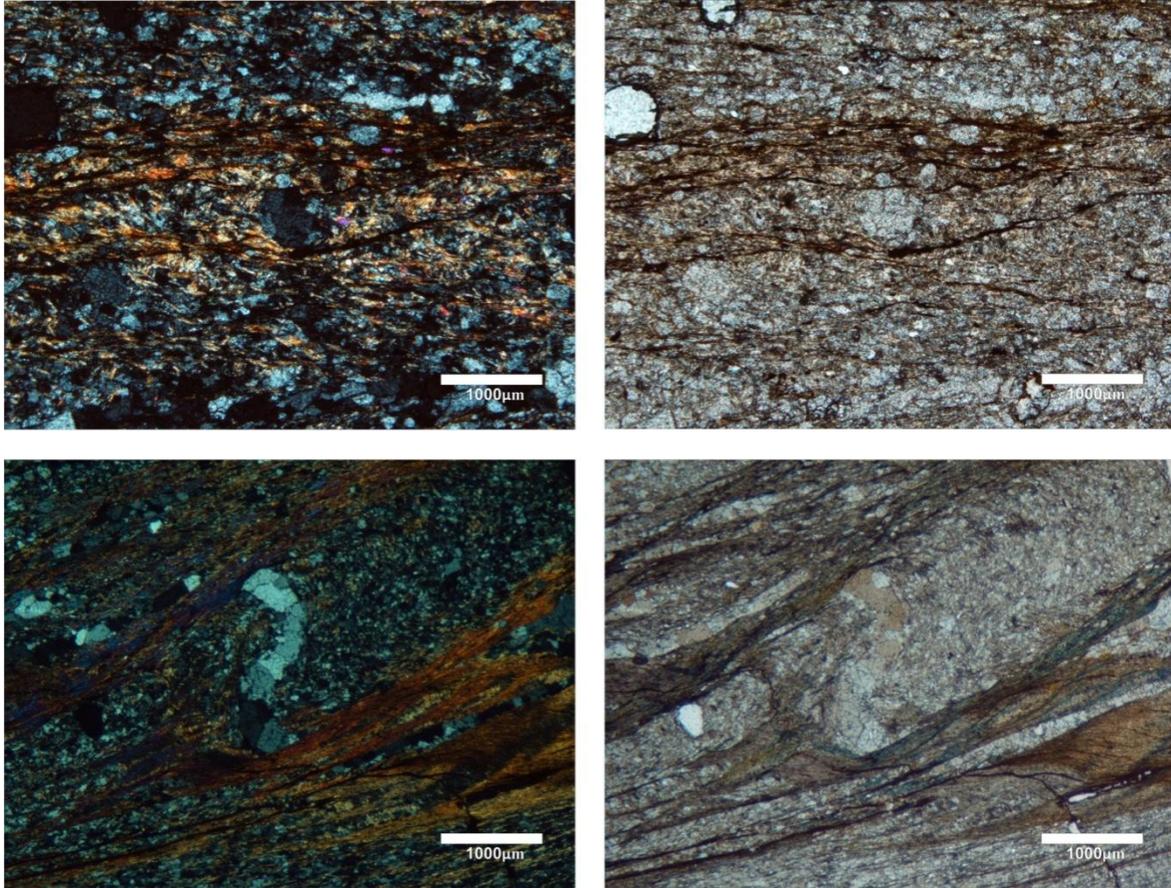
<i>Especie</i>	<i>Composición</i>	<i>Tamaño (promedio)</i>	<i>%</i>	<i>Observaciones texturales</i>
Cuarzo	SiO <sub>2</sub>	Sigmoide (0.28mm) Vetillas (0.09mm)	35	Extinción ondulante, cristales Xenoblástica Se observa en sigmoides y en vetillas
Feldespato	KAlSi <sub>2</sub> O <sub>8</sub>	< 0.02 mm	20	Se observa en intercalaciones con las plagioclasas
Plagioclasa	Ab <sub>70</sub> An <sub>30</sub> -Ab <sub>50</sub> An <sub>50</sub>	< 0.02 mm	10	Dispuestos en bandas difusas
Muscovita	KAl <sub>3</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>	< 0.02 mm	30	Dispuesta en bandas orientadas delgadas distribuidas en la muestra
Biotita	$K(Mg, Fe^{2+})_3(Si_3Al)O_{10}(OH, F)_2$	< 0.02 mm	1	Se observan cristales esporádicos con hábito tabular
Clorita	(Mg, Fe) <sub>5</sub> (Al, Fe) <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>3</sub>	< 0.02 mm	1	
Sericita	K(Al <sub>2</sub> )(AlSi <sub>3</sub> O <sub>10</sub> )(OH) <sub>2</sub>	< 0.02 mm	2	Como alteración de feldespatos alcalinos
Opacos	Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	< 0.02 mm	1	Dispuestos como granoblastos

*Tabla A10.2.1 Minerales esenciales muestra SJ-10-02 para la clasificación.*

**Descripción general**

Esta es una roca metamórfica cuyo protolito se caracterizaba por un marcado carácter sedimentario. Presenta una asociación en equilibrio de cuarzo, muscovita, biotita, plagioclasa feldespatos alcalinos y clorita.

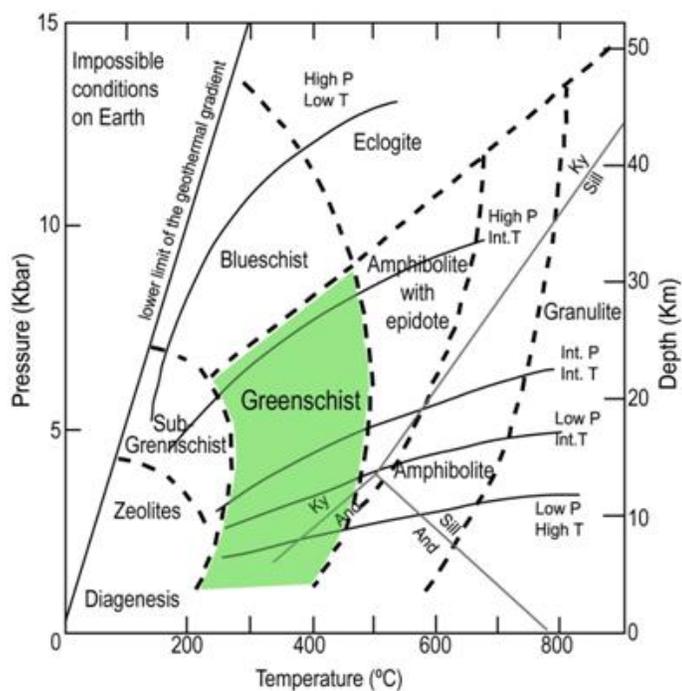
En la Figura A10.2.2 se muestra la asociación mineral, abundancia de cristales de cuarzo con colores de interferencia grises de primer orden, muscovita con colores de interferencia de tercer orden, plagioclasa, feldespato alcalino y clorita como mineral por alteración de las micas. Uno de los aspectos a resaltar en esta lámina, es la marcada esquistosidad que está manifestada como plegamiento y la formación de micropliegues debidos a los esfuerzos al que fue sometida esta roca. Se puede observar indicadores cinemáticos: sigmoides que nos indican la magnitud y dirección de los esfuerzos en la deformación de la roca.



▲ Figura A10.2.3 Fotomicrografías Aumento 1.8x. Columna izquierda con nicoles, derecha sólo con analizador, arriba se observa la textura granoblástica en algunas partes de la lámina; abajo se observan los sigmoides como indicadores de deformación plástica, rodeados por las micas, textura lepidonematoblástica con una intercalación de oxidación en forma de flujos.

### *Aspectos Metamórficos*

Asociación mineral principal: cuarzo, biotita, muscovita y clorita. El protolito asociado a esta roca es una roca sedimentaria de composición pelítica. Por su posición geográfica el ambiente de formación es la trinchera en la zona continental, asociada a metamorfismo regional de bajo grado en facies de esquistos verdes.



▲ Figura A10.2.3 Diagrama de Facies metamórficas, la muestra SJ-10-02 se encuentra en facies de Esquisto Verde.

### Clasificación

Esquisto de muscovita y biotita

**Muestra: SJ-10-03**

Coordenadas: Latitud N 21°45'11.9", Longitud W 106°40'0" (WGS84).

**Descripción Macroscópica:**

*Color:* gris claro, con minerales color negro en forma de motas, también presenta minerales color blanco y algunos rosa claro.

*Estructura y Textura:* fanerítica de grano medio, compacta y masiva.

*Minerales observables:* cuarzo, feldespato, micas (biotita) y opacos.

*Tamaño de cristales:* grano medio a grueso.



▲ Figura A10.3.1 Muestra de mano SJ-10-03, aflora al este de la isla. Los cristales rosas son feldespatos, los cristales blancos son cuarzo y los cristales negros son hornblenda y biotita.

Clasificación de Campo: granito gris

**Descripción Microscópica**

*Grado de Cristalinidad:* holocristalina (100% de su composición son cristales).

*Granularidad:* fanerítica, tamaño del grano de medio (1-5mm) a grueso (5mm-3cm).

*Fabrica:* de forma general los cristales son subhedrales (algunos cristales en parte están limitados por caras cristalinas), las plagioclasas son euhedrales, los cuarzos son anhedrales.

*Textura:* hipidiomórfica granular (por que la mayoría de los minerales son aproximadamente equidimensionales o iguales) con un tamaño promedio de 3mm.

Las micas (biotitas y cloritas) están dispuestos laminares, mientras las plagioclasas se encuentran de forma tabulares. La hornblenda se presenta de forma alargada y tabular.

## Mineralogía:

<b>Minerales esenciales</b>				
<i>Especie</i>	<i>Composición</i>	<i>Tamaño (promedio)</i>	<i>Porcentaje (%)</i>	<i>Observaciones Texturales</i>
Plagioclasa	Andesina $Ab_{44}-An_{56}$ , Macla Carlsbad, (K, Na)AlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub> Labradorita $Ab_{67}-An_{33}$ Carlsbad, (K, Na)AlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub>	2mm	28.6	Hábito tabular, subhedrales, presentan zoneamiento y macla de Carlsbad con una textura perfitica y mirmekitica, con alteraciones a sericita
Feldespato K	KAlSi <sub>2</sub> O <sub>8</sub>	2mm	44	Anhedrales, los cristales presentan ligera alteración sericítica
Cuarzo	SiO <sub>2</sub>	2mm	23.4	Anhedrales, los cristales presentan bordes corroídos

*Tabla A10.3.1 Minerales esenciales de la muestra SJ-10-03.*

<b>Minerales accesorios</b>				
<i>Especie</i>	<i>Composición</i>	<i>Tamaño (promedio)</i>	<i>Porcentaje (%)</i>	<i>Observaciones Texturales</i>
Biotita	$K(Mg, Fe^{2+})_3(Si_3Al)O_{10}(OH, F)_2$	0.6mm	2.2	Tabulares, subhedrales, fibrosas
Hornblenda	$(Na, Ca)2-3(Mg, Fe, Al)5(Al, Si)8O_{22}(OH)_2$	0.6mm	1.5	Tabulares, subhedrales
Opacos Magnetita	Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	0.2mm	.1	Se observan bordes de oxidación
Circón	ZrSiO <sub>4</sub>		.1	
Apatitos			.1	

*Tabla A10.3.2 Minerales accesorios en la muestra SJ-10-03*

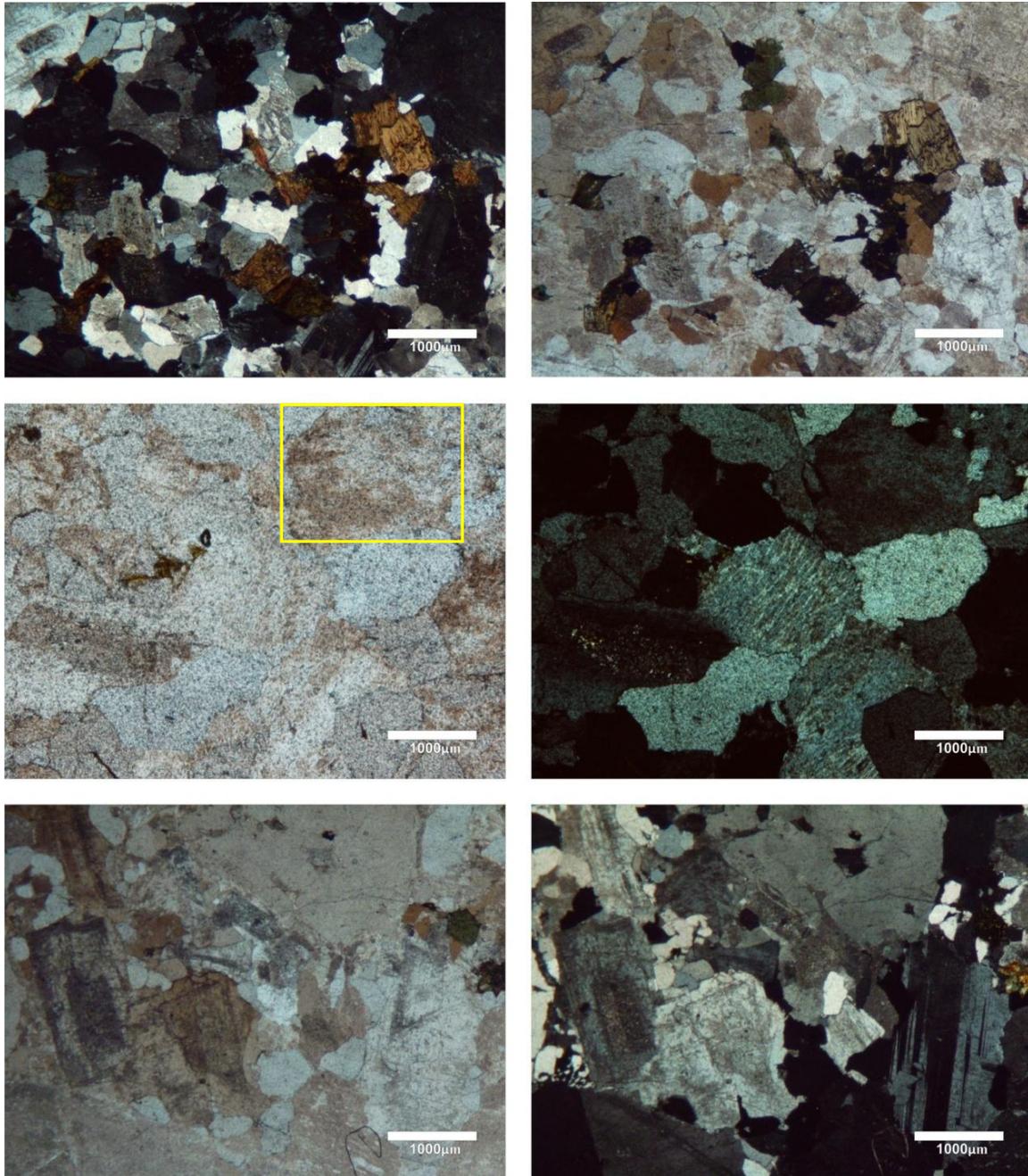
<b>Minerales secundarios</b>		
<i>Especie</i>	<i>Composición</i>	<i>Observaciones</i>
Sericita	$K(Al_2)(AlSi_3O_{10})(OH)_2$	Como alteración de los feldespatos K

*Tabla A10.3.3 Minerales secundarios*

En los cristales de plagioclasa puede observar un zoneamiento, la mayor parte de la alteración es a sericita y se presentan maclas Carlsbad.

Como mineral accesorio destacan los circones, que fueron utilizados para el fechamiento de la muestra.

**Análisis mineralógico**



▲ Figura A10.3.2 Fotomicrografía de la muestra SJ-10-03. Columnas Izquierda: con polarizador, derecha: con nicoles cruzados. Se puede observar la composición mineralógica de la muestra: cuarzo, plagioclasa, feldespato K, biotita, hornblenda y sericita se encuentra dentro del recuadro amarillo.

### ***Observaciones y caracteres especiales***

Los cristales tienen tamaños y formas que indica el enfriamiento lento, lo que permitió que las hornblendas, biotitas, feldespatos K y plagioclasas tengan formas euédrales a subédrales.

La sericita aparece en diminutos fragmentos y es un mineral secundario formado por alteración hidrotermal de silicatos, especialmente de los feldespatos. Según *A. F. Rogers*, es, con toda

seguridad, mineral hidrotermal de última fase. También se encuentra como componente de esquistos, filitas y pizarras Kerr *et al.*, (1965).

### Análisis mineralógico

Para fines de clasificación realizamos conteo de puntos de este ejemplar, el conteo y porcentaje modal se muestra en la siguiente Tabla A10.3.4.

Conteo de puntos muestra SJ-10-03		% modal
Cuarzo	187	24.4
Feldespato K	352	45.8
Plagioclasa	229	29.8
Biotita	19	
Anfíbol	13	
<b>Total</b>	<b>800</b>	<b>100</b>

Tabla A10.3.4 Resultado del conteo modal de los minerales esenciales para su clasificación según el diagrama de Streckeisen (1979), (sólo son empleados los minerales esenciales).

### Origen de la roca:

Intrusiva (hipabisal)

### Clasificación:

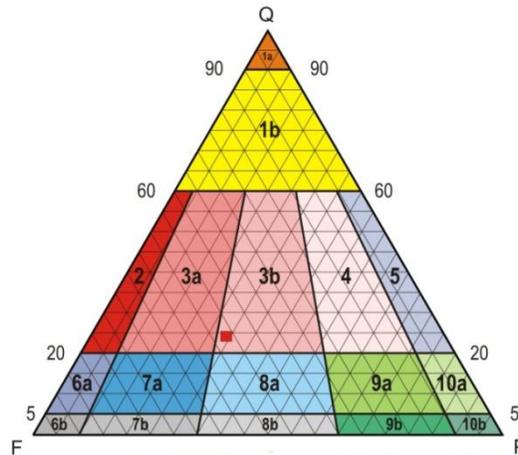


Figura A10.3.3. Clasificación de las rocas ígneas intrusivas, según Streckeisen (1979). Q (contenido en Cuarzo), A (Feldespato potásico), P (Plagioclasa). 1a (Cuarzolita); 1b (Granitoide rico en cuarzo); 2 (Granito de Feldespato alcalino); 3a (Sienogranito); 3b (Monzogranito); 4 (Granodiorita); 5 (Tonalita); 6a (Cuarzosienita de feldespato alcalino); 6b (Sienita de feldespato alcalino); 7a (Cuarzosienita); 7b (Sienita); 8a (Cuarzomonzonita); 8b (Monzonita); 9a (Cuarzomonzodiorita/Cuarzo-monzogabro); 9b (Monzodiorita/Monzogabro); 10a (Cuarzodiorita/Cuarzogabro); 10b (Diorita/Gabro).

### Granito (monzogranito) de biotita

**Muestra: SJ- 10-05**

Coordenadas: Latitud N 21°44'59.4", Longitud W 106°39'56.9" (WGS84).

**Descripción Macroscópica**

*Color:* Verde claro perlado, a la intemperie es pardo y verde oscuro.

*Estructura y Textura:* Foliada, ligera deformación en pliegues.

*Minerales observables:* Muscovita, dispuestos en los planos de foliación, feldespatos y ferromagnesianos.

*Observaciones:* Muestra ligeramente densa, se pueden identificar al menos dos eventos de deformación en la roca.

**Descripción Microscópica**

*Textura:* Porfidoblástica, se observa una esquistosidad desarrollada, distinguiéndose pliegues en cuyas charnelas se acumulan agregados de cuarzo y plagioclasa. En esta lámina se ha desarrollado una textura lepidonematoblástica por la orientación preferencial de los cristales de mica blanca (muscovita), presentan dos orientaciones preferenciales.

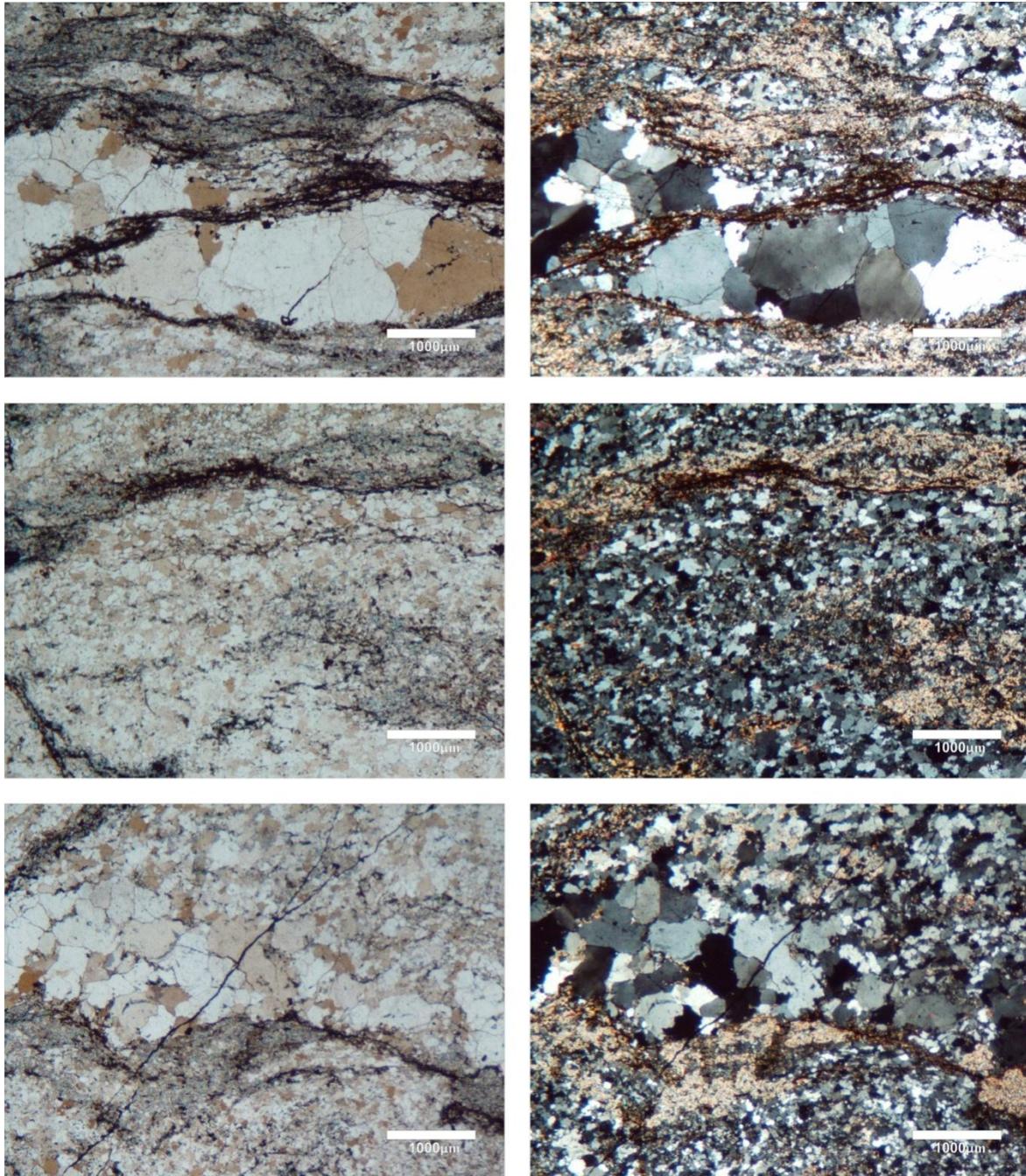
Los mosaicos de cuarzo se disponen en forma de granoblastos.

Entre los horizontes de micas y cuarzo hay flujos de óxido, (que no se desaparecen por disolución, tampoco son deformados). Presenta indicadores cinemáticos de deformación.

**Mineralogía:**

<i>Especie</i>	<i>Composición</i>	<i>Tamaño (promedio)</i>	<i>%</i>	<i>Observaciones texturales</i>
Cuarzo	SiO <sub>2</sub>	Granblastos y vetillas (0.9mm)	37	Extinción ondulante, cristales hipidioblásticos Se observa en vetillas
Feldespato	KAlSi <sub>2</sub> O <sub>8</sub>	0.1 mm	25	Se observa en intercalaciones con las plagioclasas
Plagioclasa	Andesina Ab44-An56, Macla Carlsbad, (K,Na)AlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub> Labradorita Ab67-An33 Carlsbad, (K,Na)AlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub>	0.1 mm	5	Dispuestos en bandas difusas
Muscovita	KAl <sub>3</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>	< 0.1 mm	30	Dispuesta en bandas orientadas delgadas distribuidas en la muestra
Sericita	K(Al <sub>2</sub> )(AlSi <sub>3</sub> O <sub>10</sub> )(OH) <sub>2</sub>	<0.1 mm	2	Como alteración de feldespatos alcalinos
Opacos	Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	< 0.1 mm	1	Dispuestos como granoblastos, textura xenoblástica

*Tabla A10.5.1 Asociación mineral para la clasificación, porcentajes y algunas características.*



▲ Figura A10.5.4 Arriba muestra el contacto bandas de cuarzo y micas, así como las diferentes granulometrías de los mosaicos. Columna izquierda polarizador, derecha con nicoles.

#### ***Descripción general***

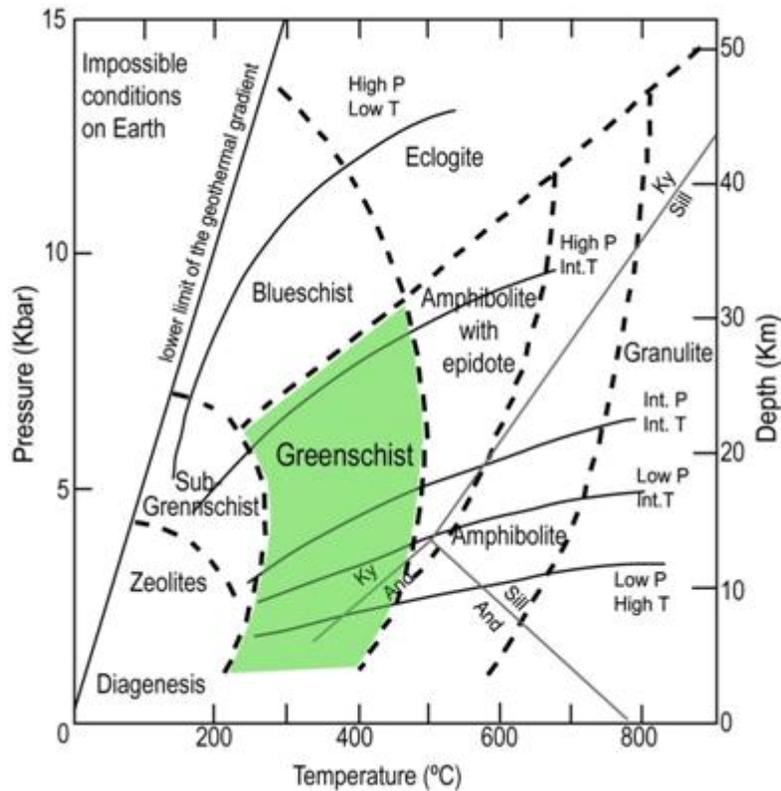
Esta es una roca metamórfica cuyo protolito se caracterizaba por un marcado carácter sedimentario. Presenta una asociación en equilibrio de cuarzo, muscovita, biotita, plagioclasa feldespatos alcalinos y clorita. Uno de los rasgos texturales más destacados en esta lámina es el

gran desarrollo de la esquistosidad que está manifestada como plegamiento y la formación de micropliegues debidos a los esfuerzos al que fue sometida esta roca.

En la Figura A10.5.2 se muestra la asociación mineral, abundancia de cristales de cuarzo con colores de interferencia grises de primer orden, muscovita con colores de interferencia de tercer orden, plagioclasa, feldespato alcalino.

### Aspectos Metamórficos

#### Facies Esquisto Verde



▲ Figura A10.5.2 Diagrama de Facies metamórficas, la muestra SJ-11-03 se encuentra en facies de Esquisto Verde.

Asociación mineral principal: Cuarzo, Biotita, Muscovita. El protolito asociado a esta roca es una roca sedimentaria de composición pelítica.

#### Clasificación:

**Clasto de Esquisto de muscovita y biotita en Conglomerado polimíctico**

**Muestra: SJ- 10-07**

Coordenadas: Latitud N 21°45'30.5", Longitud W 106°40'55.3" (WGS84).

***Descripción Macroscópica:***

*Color:* rosa pastel, con motas de color blanco y negro verdoso, también presenta colores amarillos marrones por la alteración y/o oxidación.

*Textura y estructura:* fanerítica de grano grueso, compacta y masiva.

*Minerales Observables:* cuarzo, feldespatos, plagioclasas, micas (biotita).

*Tamaño de cristales:* grano medio a grueso (1mm-3cm).



Figura A10.7.1. Muestra de mano SJ-10-07

Clasificación de Campo: Granito Rosa

***Descripción Microscópica***

*Grado de Cristalinidad:* Holocristalina

*Granularidad:* Fanerítica, tamaño del grano de medio (1-5mm) a grueso (5mm-3cm).

*Fabrica:* La mayoría de los cristales son subhedrales o hipidiomórficos (algunos cristales en parte están limitados por caras cristalinas), los cristales como las plagioclasas se presentan euhedrales o idiomórficos, mientras que los cuarzos se encuentran anhedrales.

*Textura:* Hipidiomórfica granular (por que la mayoría de los minerales son aproximadamente equidimensionales o iguales) con un tamaño promedio de 3mm.

De forma particular, los hábitos de los cristales; en las micas (biotitas, cloritas y hornblendas) están dispuestos laminares, mientras las plagioclasas se encuentran de forma tabulares

Mineralogía:

<b>Minerales esenciales</b>				
<i>Especie</i>	<i>Composición</i>	<i>Tamaño (promedio)</i>	<i>Porcentaje (%)</i>	<i>Observaciones Texturales</i>
Plagioclasa	$Ab_{70}An_{30}$ - $Ab_{50}An_{50}$	3mm	18	Subhedral, se observa macla de Carlsbad, la mayoría presenta alteración sericitica. Los cristales presentan disposición tabular.
Feldespato K	$KAlSi_3O_8$	3mm	51.2	Subhedral, Textura peritica, con extinción paralela.
Cuarzo	$SiO_2$	2mm	30.2	Cristales anhedral

Tabla A10.7.1 Minerales esenciales de la muestra SJ-10-07

<b>Minerales accesorios</b>				
<i>Especie</i>	<i>Composición</i>	<i>Tamaño (promedio)</i>	<i>Porcentaje (%)</i>	<i>Observaciones Texturales</i>
Biotita	$K(Mg,Fe^{2+})_3(Si_3Al)O_{10}(OH,F)_2$	0.9mm	0.4	Hábito tabular, pleocroismo, de amarillo a pardo, extinción recta.
Circón	$ZrSiO_4$		0.05	
Opacos (magnetita/pirita)	$\alpha$ - $MnO(OH)$ $FeS_2$	0.3mm	0.05	Subhedral
Hornblenda	$Ca_2(Mg,Fe,Al)_5(OH)_2[(Si,Al)_4O_{11}]_2$	0.4mm	0.05	Hábito tabular, de color amarillo, pleocroismo amarillo a castaño
Apatito	$Ca_5(PO_4)_3(F,Cl,OH)$		0.05	

Tabla A10.7.2 Minerales accesorios

<b>Minerales secundarios</b>		
<i>Especie</i>	<i>Composición</i>	<i>Observaciones</i>
Clorita	$(Mg,Fe)_5(Al,Fe)_2$ $Si_3O_{10}(OH)_3$	Producto de alteración de la biotita, hábito tabular, pleocroico- verde a verde claro,
Sericita	$K(Al_2)(AlSi_3O_{10})(OH)_2$	Como alteración de las plagioclasas

Tabla A10.7.3 Minerales secundarios

Ésta roca plutónica ácida está formada por feldespato alcalino, cuarzo, y plagioclasa. Además se observa un pequeño porcentaje de biotita y hornblenda. La roca presenta una alteración media que se manifiesta en los feldespatos y las micas, donde hay cristales parcialmente alterados a sericita. Como mineral accesorio destacan los circones, que fueron utilizados para el fechamiento de la muestra.

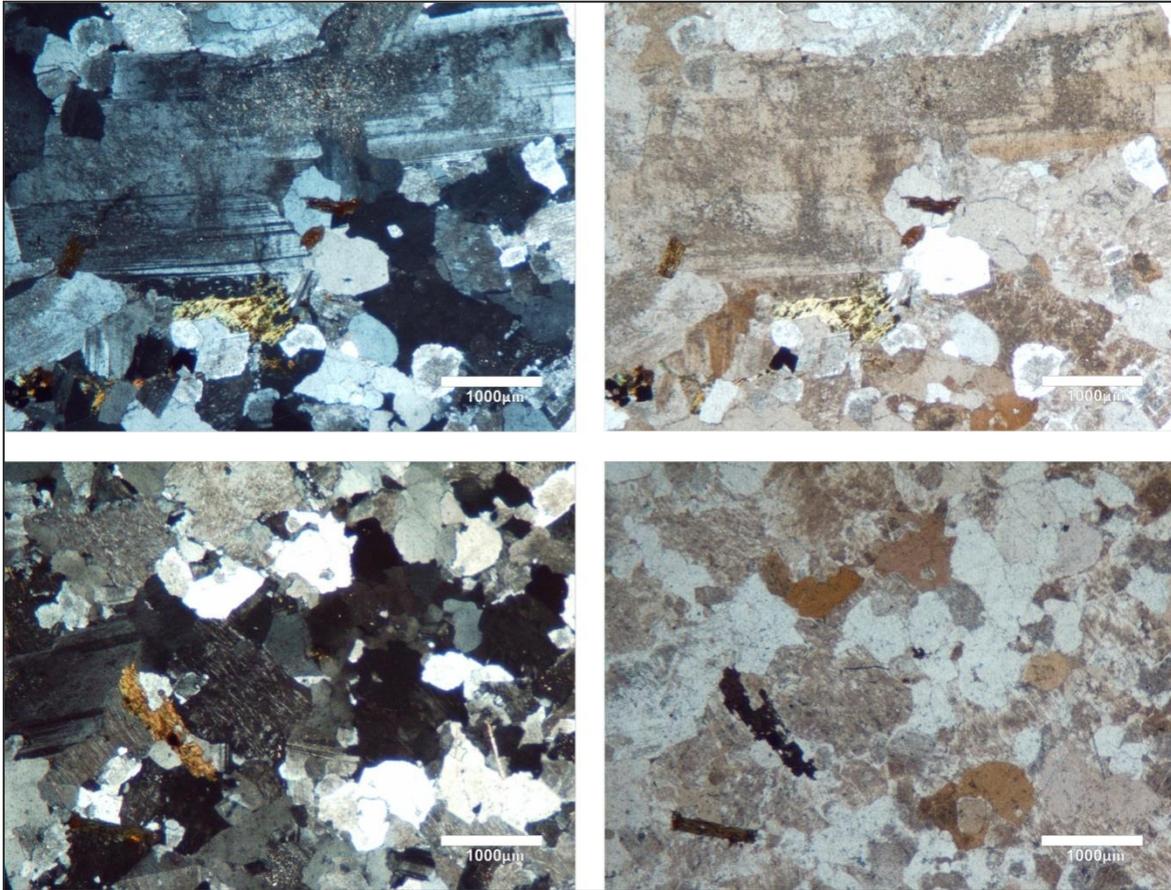


Figura A10.7.2 Fotomicrografía de la muestra SJ-10-07, izquierda: con polarizador, derecha: con nicols cruzados. Se puede observar la composición mineralógica de la muestra: cuarzo, plagioclasa, feldespato K, biotita, hornblenda y sericita.

### *Observaciones y caracteres especiales*

La cristalización tuvo un enfriamiento lento lo que permitió que las hornblendas, biotitas, plagioclasas y los feldespatos sean subhedrales y de gran tamaño. La presencia de pertitas, mirmekitas denota un desequilibrio en el contenido de potasio y sodio.

La sericita aparece en diminutos fragmentos y es un mineral secundario formado por alteración hidrotermal de silicatos, especialmente de los feldespatos. Según A. F. Rogers, es, con toda seguridad, mineral hidrotermal de última fase. También se encuentra como componente de esquistos, filitas y pizarras *et al* Kerr, (1965).

### Análisis mineralógico

Para fines de clasificación realizamos conteo de puntos de este ejemplar, el conteo y porcentaje modal se muestra en la siguiente Tabla A10.7.4.

Conteo de puntos muestra SJ-10-07		% modal
Plagioclasa	145	<b>18.1</b>
Feldespato K	412	<b>51.5</b>
Cuarzo	243	<b>30.4</b>
Biotita	5	
<b>Total</b>	<b>805</b>	<b>100</b>

*Tabla A10.7.4 Resultado del conteo modal de los minerales **esenciales** para su clasificación según el diagrama de Streckeisen (1979).*

### Origen de la roca:

Intrusivo

### Clasificación

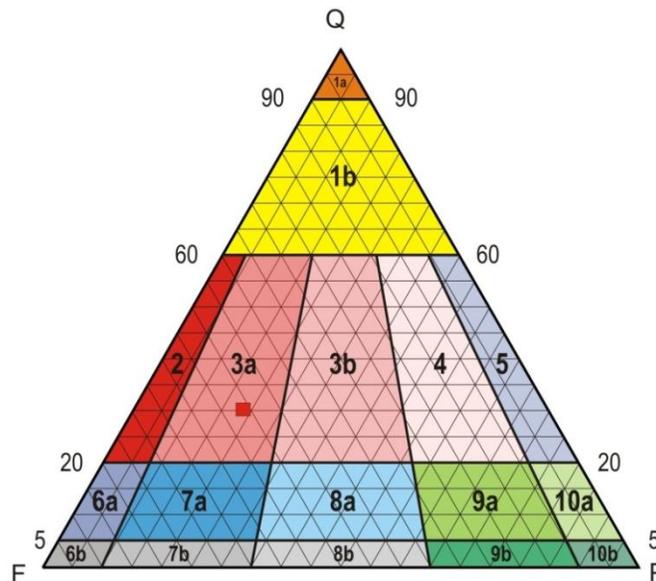


Figura A10.7.3 Clasificación de las rocas ígneas intrusivas, según Streckeisen (1979). Q (contenido en Cuarzo), A (Feldespato potásico), P (Plagioclasa). 1a (Cuarzolita) ; 1b (Granitoide rico en cuarzo); 2 (Granito de Feldespato alcalino); **3a (Sienogranito)** ; 3b (Monzogranito); 4 (Granodiorita); 5 (Tonalita); 6a (Cuarzosienita de feldespato alcalino); 6b (Sienita de feldespato alcalino); 7a (Cuarzosienita); 7b (Sienita); 8a (Cuarzomonzonita); 8b (Monzonita); 9a (Cuarzo-monzodiorita/Cuarzo-monzogabro); 9b (Monzodiorita/Monzogabro); 10a (Cuarzodiorita/Cuarzogabro); 10b (Diorita/Gabro).

### Granito (Sienogranito) de Biotita

**Muestra: SJ-10-08**

Coordenadas: Latitud N 21°46'12.6", Longitud W 106°40'44.6" (WGS84).

**Descripción Macroscópica:**

*Color:* gris claro al fresco, gris oscuro con motes color pardo al intemperismo, presenta unas bandas de color crema a blanco.

*Estructura y Textura:* masiva, foliada y compacta.

*Minerales observables:* calcita por su dureza así como la reacción al contacto con HCl, y ferromagnesianos.



▲ **Figura A10.8.5 Muestra de mano SJ-10-08, localizada al NNW**

Clasificación de campo: Filita Carbonatada

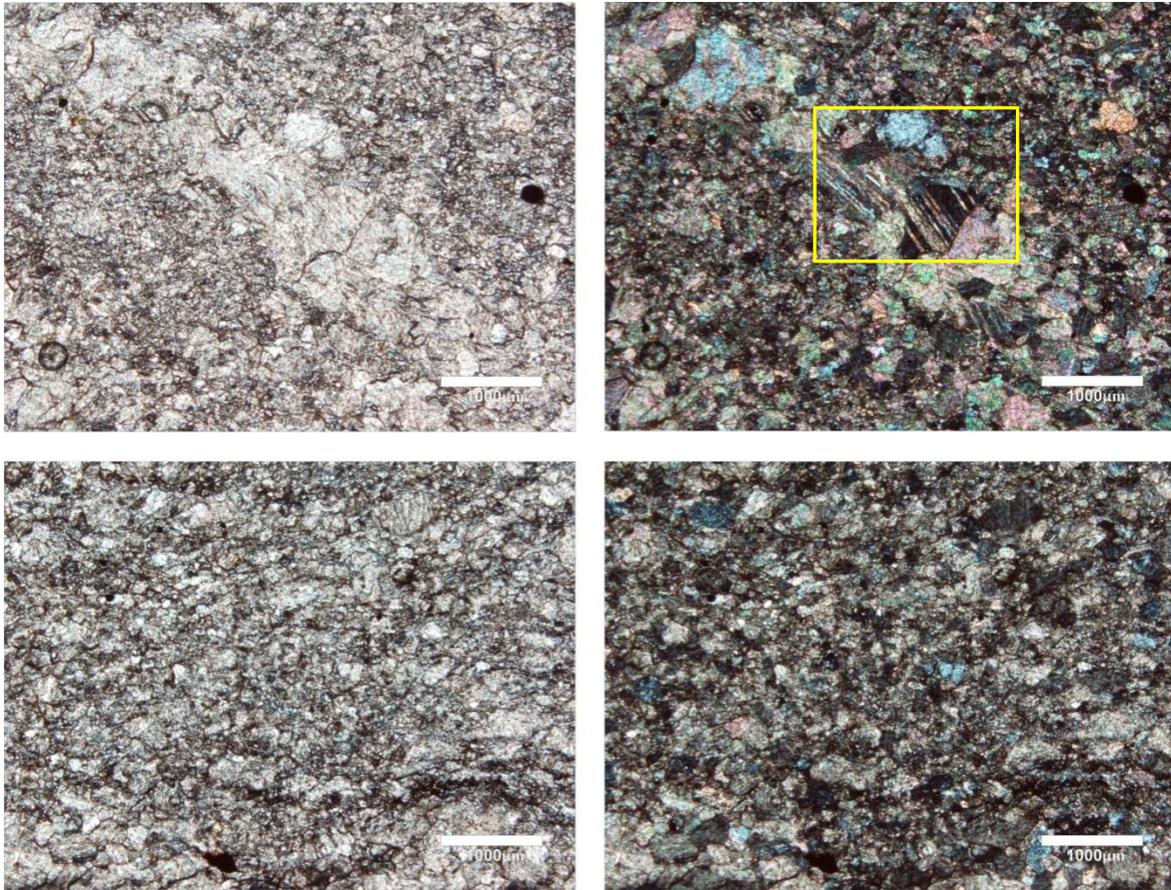
**Descripción Microscópica**

Textura: En general presenta una textura relict, porfidoblástica, la matriz es nematogranoblástica.

**Mineralogía:**

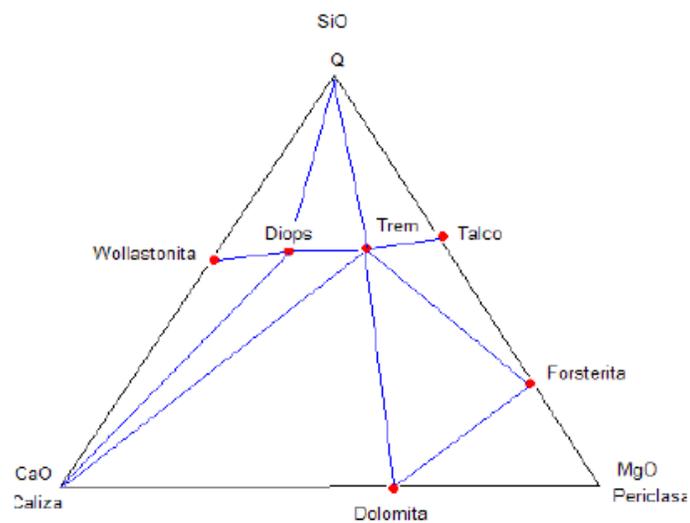
<i>Especie</i>	<i>Composición</i>	<i>Tamaño (promedio)</i>	<i>Porcentaje (%)</i>	<i>Observaciones texturales</i>
Calcita	CaCO <sub>3</sub>	matriz (<0.1mm) y las acumulaciones en tamaños de hasta (0.4mm)	85	Hipidioblástica, presenta macla polisintética, tiene tamaño variable en matriz y en acumulaciones alargadas.
Dolomita	Ca(Mg,Fe)(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	0.3mm	5	Hipidioblástica, la macla polisintética está orientada según los ejes del rombo del cristales
Tremolita-Actinolita	Ca <sub>2</sub> (Mg,Fe) <sub>5</sub> (OH) <sub>2</sub> (Si <sub>4</sub> O <sub>11</sub> ) <sub>2</sub>	0.3 mm	3	Se presentan diseminados, generalmente aislados rodeados por carbonatos.
Cuarzo	SiO <sub>2</sub>	0.3 mm	9	Xenoblástico, con extinción oblicua.
Opacos (magnetita/pirita)	α-MnO(OH) FeS <sub>2</sub>	<0.15mm	1	Dispuestos esporádicamente

Tabla A10.8.1 Asociaciones minerales para la muestra SJ-10-08 para la clasificación



▲ Figura A10.8.6 Izquierda solo se observa con polarizador, derecha se utilizaron nicoles, recuadro amarillo minerales de calcita y dolomita se distinguen por alta birrefringencia; blanco y gris, y destacan las coloraciones rosas-verdes, macla polisintética de algunos cristales lo que nos permite diferenciar entre calcita y dolomita.

**Diagrama quemográfico**



Asociación mineral principal  
 $\text{CaMg}_3(\text{SiO}_3)_4 + 2\text{CaCO}_3 + 2\text{SiO}_2$   
 Tremolita+2calcita+2cuarzo

***Observaciones***

Es de clase química calcárea, con un protolito de caliza arcillosa formada en un ambiente metamórfico de metamorfismo regional de bajo grado. Muestra un metamorfismo con textura relictiva (los minerales formadores del protolito conservan su textura original).

***Clasificación***

Metacaliza

**Muestra: SJ-10-10**

Coordenadas: Latitud N 21°46'13.5", Longitud W 106°40'41.6" (WGS84).

***Descripción Macroscópica:***

*Color:* Amarillo cremoso, con colores crema al fresco, afanítica

*Estructura y Textura:* Masiva, compacta, textura foliada milonítica, microcristalina.

*Minerales observables:* ferromagnesianos

*Tamaño de cristales:* microcristalina



▲ Figura A10.10.7 Muestra de mano SJ-10-10

Clasificación de Campo: dique aplítico

***Descripción Microscópica***

*Textura:* Sacaroide, microcristalina, presenta porfidoblastos, foliación milonítica.

*Grado de Cristalinidad:* su composición es sólo cristales, la matriz es criptocristalina.

*Fabrica:*

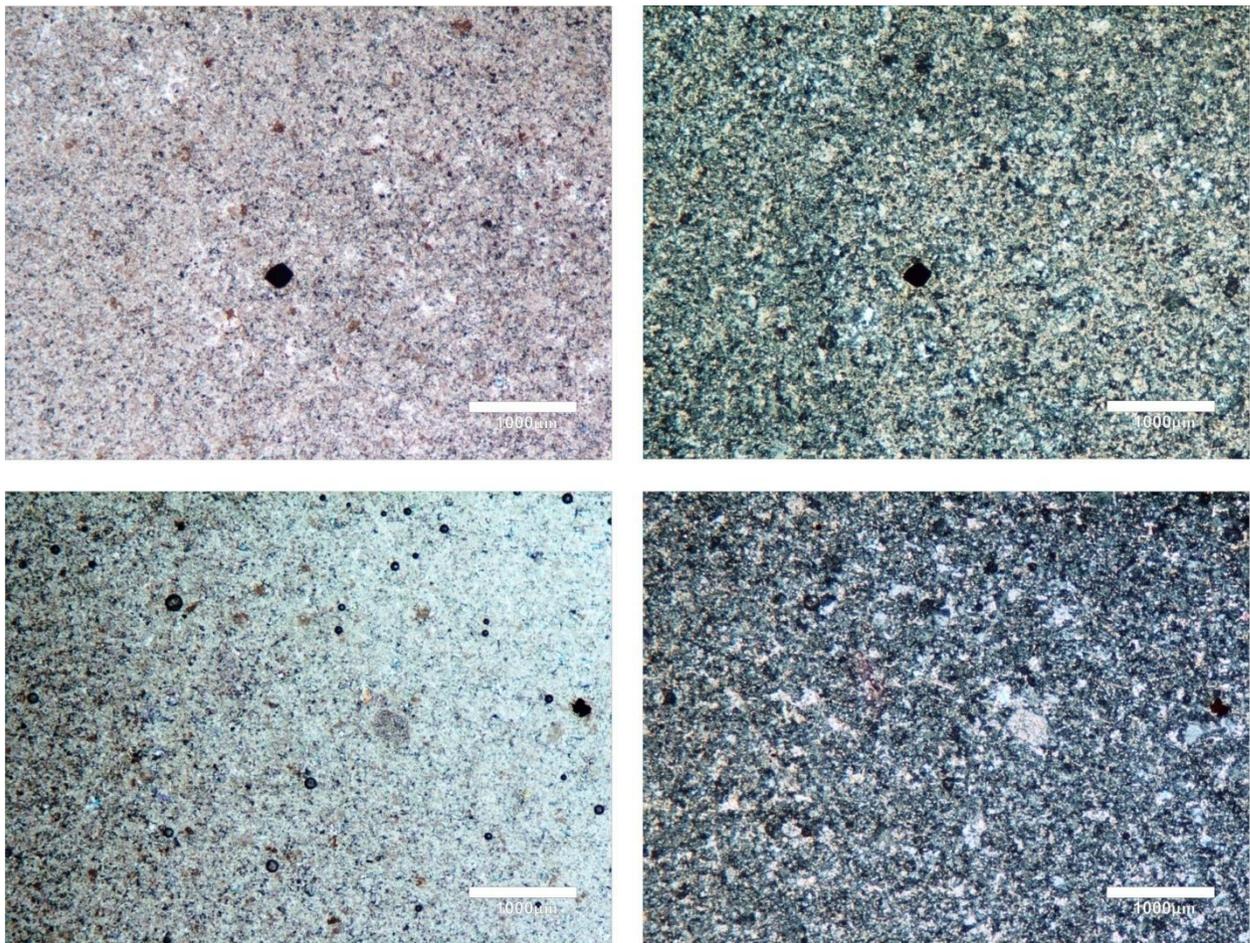
Observaciones: Se presentan algunas micas aciculares, se distinguen por su birrefringencia, pero en general no se pueden identificar al microscopio la mineralogía.

Los fenocristales se distinguen plagioclasas, feldespatos K

## Mineralogía:

<i>Especie</i>	<i>Composición</i>	<i>Tamaño (promedio)</i>	<i>Porcentaje (%)</i>	<i>Observaciones Texturales</i>
Feldespatos	$KAlSi_2O_8$	0.3mm	10	Se presentan como porfidoblastos
Plagioclasas	$Ab_{70}An_{30}-Ab_{50}An_{50}$	0.3mm	10	
Matriz		<0.01mm	79	Sacaroide
Opacos (pirita)	$Fe_3O_4$	<0.15mm	1	Dispuestos en motas muy dispersos en la roca

Tabla A10.10.1. Asociación mineral de la muestra SJ-10-10 para la clasificación.



▲ Figura A10.10. 8 Presenta una textura sacaroide, con motas de ferromagnesianos

***Descripción general***

Esta sección laminar se observa la textura sacaroide, con fenocristales dispersos.

***Aspectos Metamórficos***

Por la disposición de las unidades contiguas, su protolito es la secuencia sedimentaria de clase química pelítica que también dio origen al esquisto de mica (SJ-11-03), en un ambiente de formación de metamorfismo regional asociado a zonas de cizalla.

***Clasificación***

Milonita

**Muestra SJ-11-01**

Coordenadas: Latitud N 21°46'03.6", Longitud W 106°40'40.8" (WGS84).

***Descripción Macroscópica:***

*Color:* Gris claro, con bandas de color blanco, al intemperismo se observa sólo color gris claro además presenta unas motas color gris oxford y ocre.

*Estructura y Textura:* Masiva, compacta. Foliada

*Minerales observables:* Se observan minerales oscuros redondeados identificados como ferromagnesianos, presentan una disposición en dirección de la foliación, los minerales identificables son los carbonatos ya que reaccionan con el HCl (ácido clorhídrico rebajado al 10%)

*Observaciones:* La roca es densa. Se observa deformación plástica.



▲ Figura A11.9.1 Muestra de mano SJ-11-01, localizada al NW de la isla.

Clasificación de campo: Filita Carbonatada

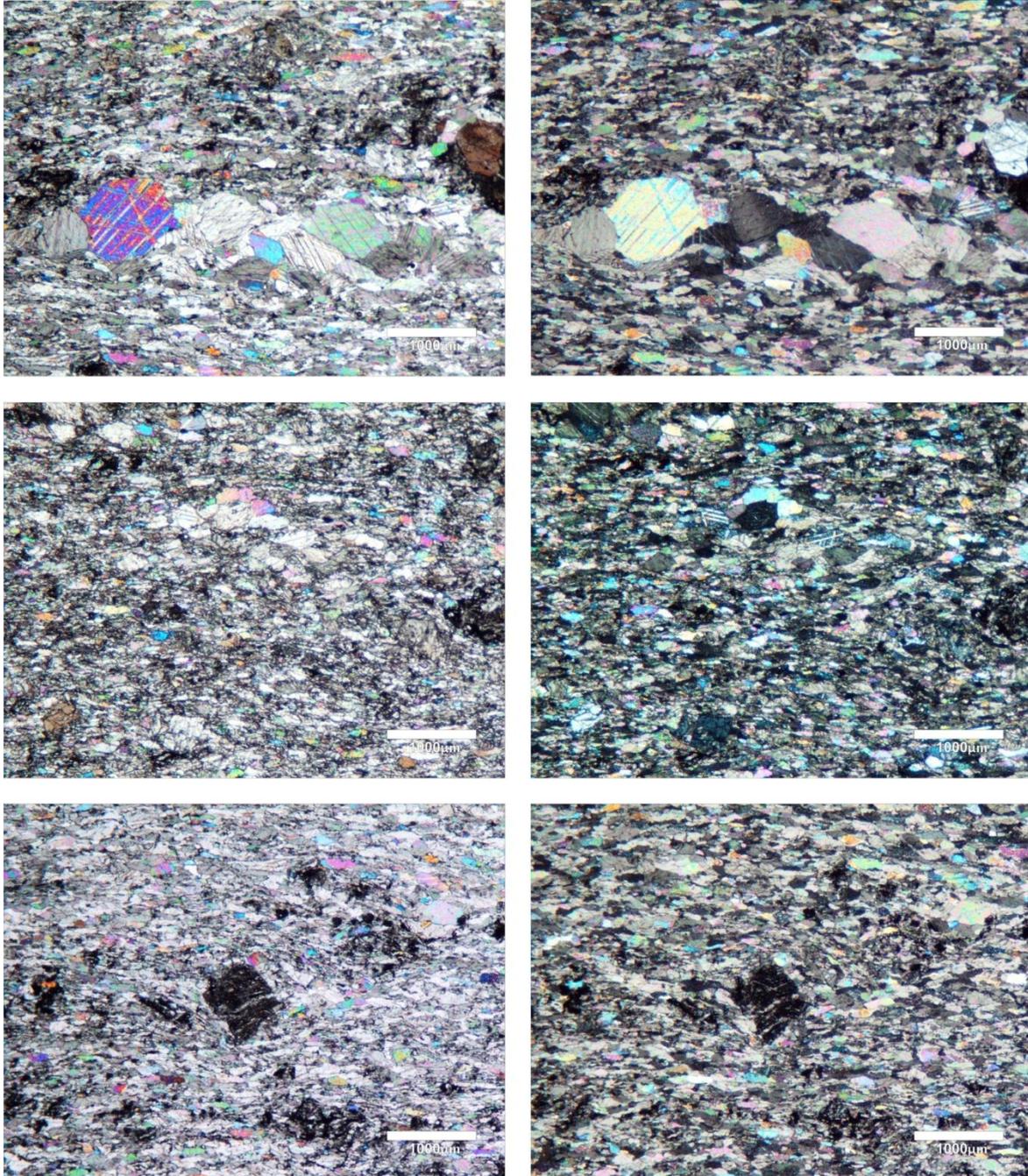
***Descripción Microscópica:***

*Textura:* En general es relictiva, se encuentra foliada con una textura porfidoblástica, siendo la matriz con una textura nematogranoblástica, con algunas bandas finas granoblásticas de grano fino a sacaroide.

Mineralogía:

<i>Especie</i>	<i>Composición</i>	<i>Tamaño</i> <i>(promedio)</i>	<i>Porcentaje</i>  %	<i>Observaciones texturales</i>
Calcita	CaCO <sub>3</sub>	matriz (<0.3mm) y las acumulaciones en tamaños de hasta (0.7mm)	90	Hipidioblástica, presentan maclas polisintéticas.  En algunas zonas se presentan como porfidoblastos.
Dolomita	Ca(Mg,Fe)(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	0.3mm	5	Las maclas polisintéticas son paralelas a las diagonales de los robos y son tan delgadas que presentan colores de interferencia de primer orden
Tremolita-Actinolita	Ca <sub>2</sub> (Mg,Fe) <sub>5</sub> (OH) <sub>2</sub> (Si <sub>4</sub> O <sub>11</sub> ) <sub>2</sub>	0.3 mm	3	Se localizan separados, generalmente aislados rodeados por carbonatos.
Cuarzo	SiO <sub>2</sub>	<0.6mm	1	Xenoblastos.
Opacos (magnetita/pirita)	α-MnO(OH)  FeS <sub>2</sub>	<0.03mm	1	Xenoblastos, presentes esporádicamente.

*Tabla A11.1.1 Minerales para la clasificación SJ-11-01.*



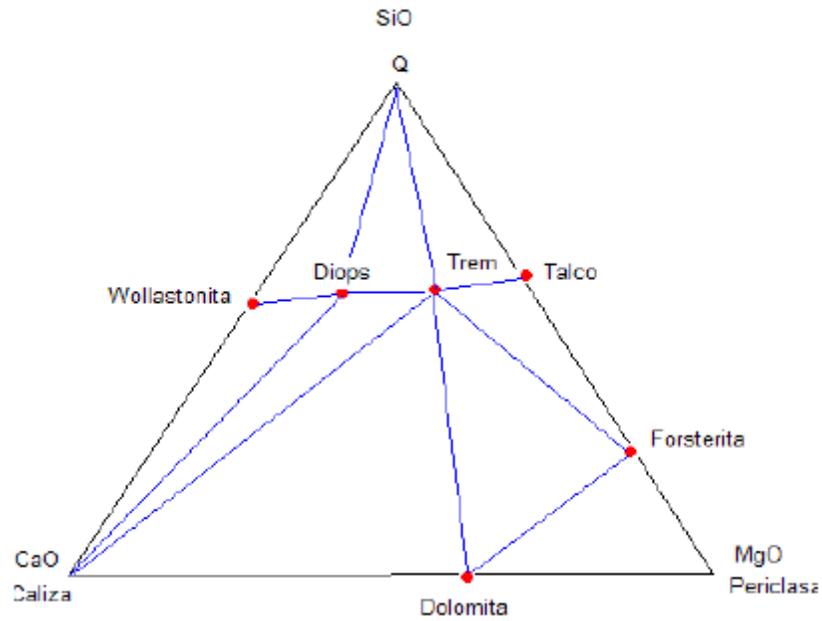
▲ Figura A11.1. 10 Arriba derecha se aprecia venas de textura granoblástica con cristales hipidioblásticos, izquierda con nicoles cruzados los colores de birrefringencia característicos de la calcita, así como las maclas polisintéticas con orientación  $120^\circ$  rómbicas de que diferencian a la dolomita, Abajo izquierda muestra textura porfidoblástica.

### ***Descripción general***

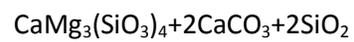
Se observa calcita alineada (foliación) además de indicadores cinemáticos. Es de clase química calcárea, con un protolito de caliza arcillosa formada en un ambiente metamórfico de

metamorfismo regional de bajo grado. Muestra un metamorfismo con textura relictas (los minerales formadores del protolito conservan su textura original).

### Diagrama quemográfico



Asociación mineral principal



Tremolita + 2calcita + 2cuarzo

### Clasificación

Metacaliza

**Muestra SJ-11-03**

Coordenadas: Latitud N 21°46'11.4", Longitud W 106°40'40.1" (WGS84).

**Descripción Macroscópica:**

*Color:* Verde claro perlado, gris claro con algunas partes cremas al fresco, al intemperie es pardo, verde oscuro y pardo amarillento.

*Estructura y Textura:* Foliada, deformación en pliegues, presenta algunas fracturas, presenta cristales de cuarzo muy fracturado con líneas de oxidación entre las fracturas.

*Minerales observables:* Biotita, Muscovita, cuarzo, dispuestos en los planos de foliación, feldespatos y ferromagnesianos.

*Observaciones:* Muestra ligeramente densa, se pueden identificar al menos dos eventos de deformación en la roca por los planos de foliación que además están plegados.



a)



b)

▲ Figura A11.3.11 Se localiza al NNW del Islote, a) Se observa el corte realizado para lámina delgada, b) vista del cristal de cuarzo muy fracturado.

Clasificación de campo: Esquisto de mica

**Descripción Microscópica:**

Textura: intercalación de bandas con textura lepidoblástica con bandas granoblásticas, muscovita-clorita en esta muestra están orientadas paralelamente a la foliación.

El cuarzo se presenta en acumulaciones en forma de bandas con tamaños de 0.1mm hasta 0.7mm, además se encuentran intercaladas con micas; así como agregados de bandas y cuarzo en una disposición de bandas de hasta 1mm de ancho.

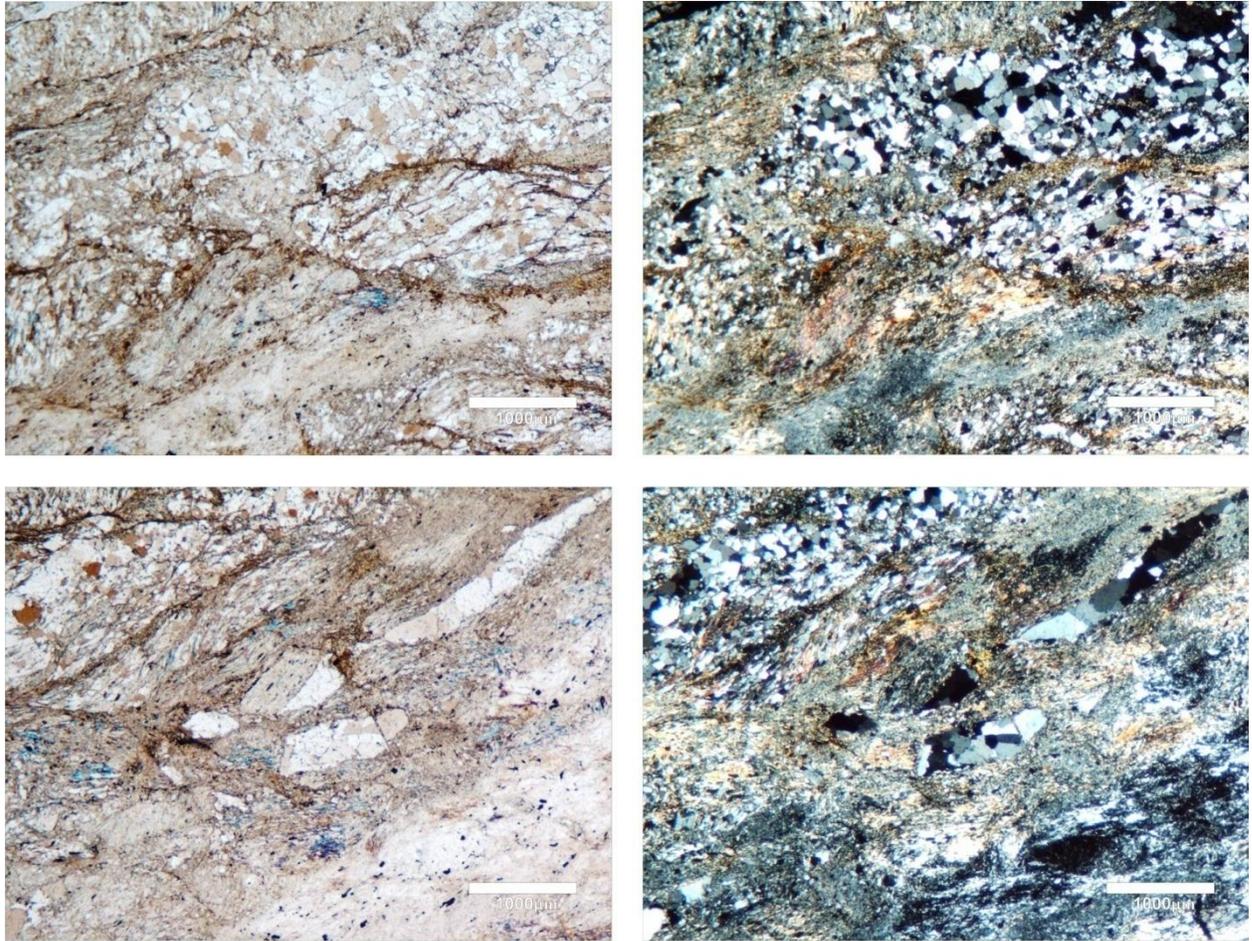
Los cristales de muscovita están dispuestos en agrupaciones lineales, onduladas, como evidencia de la foliación y deformación plástica. Se observan los dos eventos de deformación en la disposición de los cristales, se presenta una escasa alteración a clorita en las mismas. Por su parte la biotita se encuentra en menor proporción en bandas intercaladas con la muscovita.

Además se observan porfidoblastos de mosaico de cuarzo, formado sigmoides.

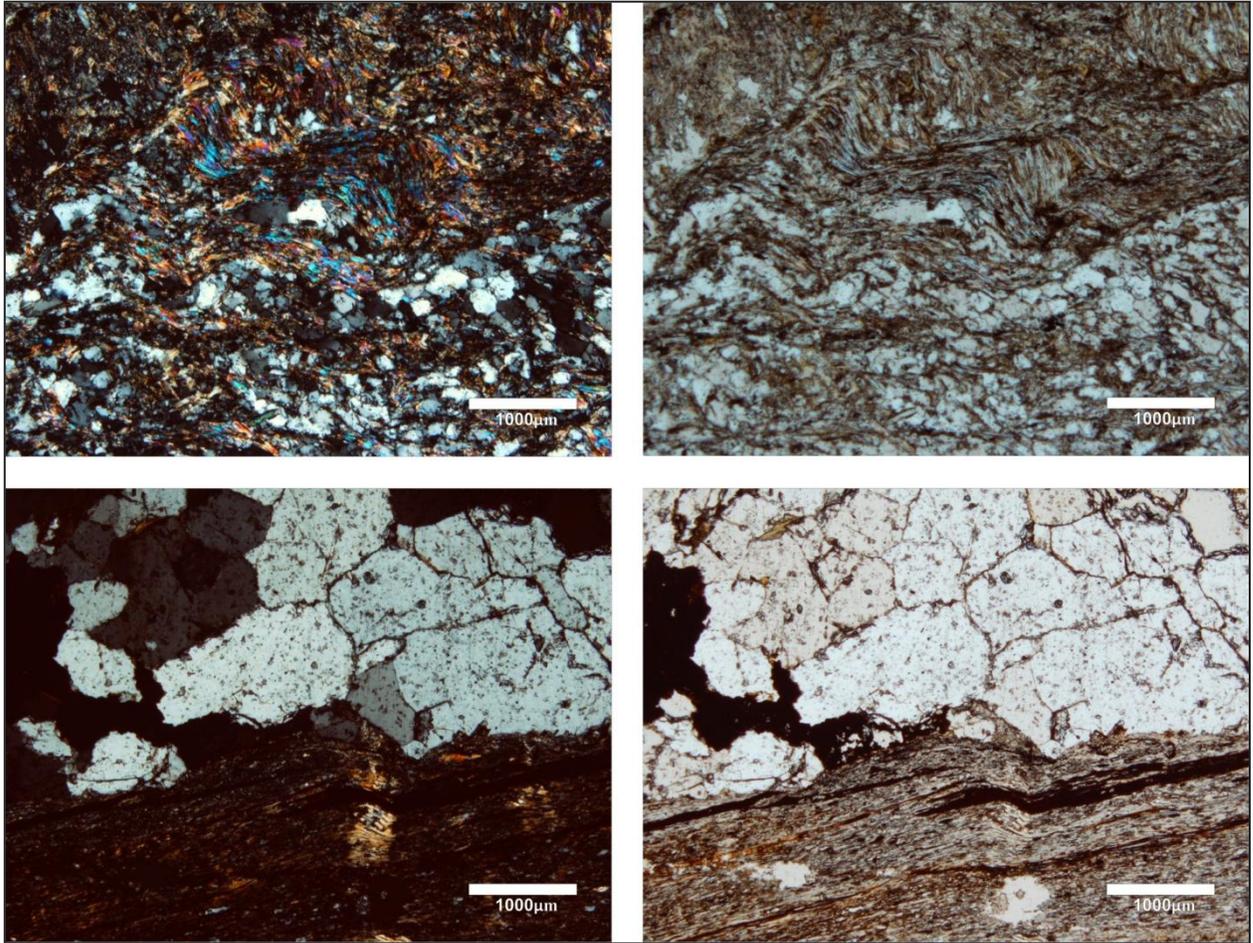
**Mineralogía:**

<i>Especie</i>	<i>Composición</i>	<i>Tamaño (promedio)</i>	<i>Porcentaje (%)</i>	<i>Observaciones Texturales</i>
Muscovita	$K_2Al_6Si_6O_{20}(OH)_4$	< 0.05mm	40	Dos direcciones de orientación, fibrosa acicular
Feldespato K	$KAlSi_3O_8$	< 0.02 mm	5	Bandas difusas
Biotita	$K(Mg,Fe^{2+})_3(Si_3Al)O_{10}(OH,F)_2$	< 0.05mm	10	Intercaladas con los cristales de muscovita
Cuarzo	$SiO_2$	Desde 0.1mm hasta 0.7mm	40	Cristales en las bandas, xenomórficos,
Opacos	$Fe_3O_4$	< 0.1mm	3	Se observa alineados en la foliación
Sericita	$K(Al_2)(AlSi_3O_{10})(OH)_2$		2	Como alteración de los feldespatos

*Tabla A11.3.1 Minerales esenciales muestra SJ-11-03 para la clasificación.*



▲ Figura A 12 Los mosaicos de cuarzo se disponen granoblásticos dispuestos en vetillas y/o bandas, disposición de tamaño marcado, pero regular, son xenoblásticos, entre dichos horizontes (de mica y cuarzo) se observan flujos de óxidos que no desaparecen por disolución pero tampoco son deformados.



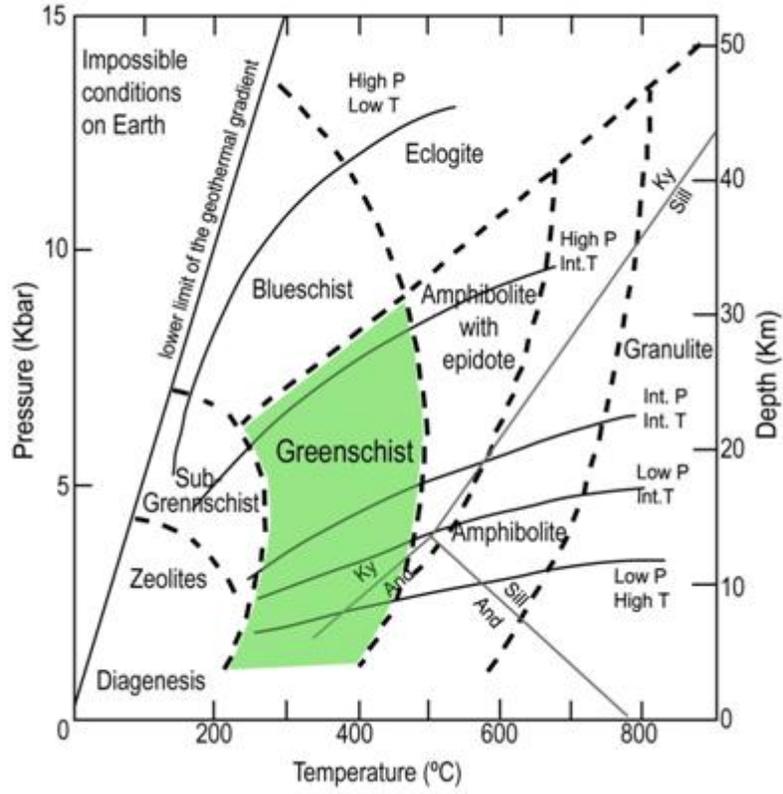
▲ Figura A11.3.13 Arriba, se observa la foliación del esquistos, abajo se observa el contacto entre las venas de cuarzo con una fábrica granoblástica y bandas ricas en micas de muscovita.

### *Descripción general*

Esta es una roca metamórfica cuyo protolito se caracterizaba por un marcado carácter sedimentario. Presenta una asociación en equilibrio de cuarzo, muscovita, biotita, plagioclasa feldespatos alcalinos y clorita.

### *Observaciones*

Asociación mineral principal: Cuarzo, Biotita, Muscovita y Clorita. El protolito asociado a esta roca es una roca sedimentaria de composición pelítica. Por su posición geográfica el ambiente de formación es la trinchera en la zona continental, asociada a metamorfismo regional de bajo grado.



▲ Figura A11.3.4 Diagrama de Facies metamórficas, la muestra SI-11-03 se encuentra en facies de Esquisto Verde.

**Clasificación:**

Esquisto de muscovita y biotita.

**Muestra SJ-11-04**

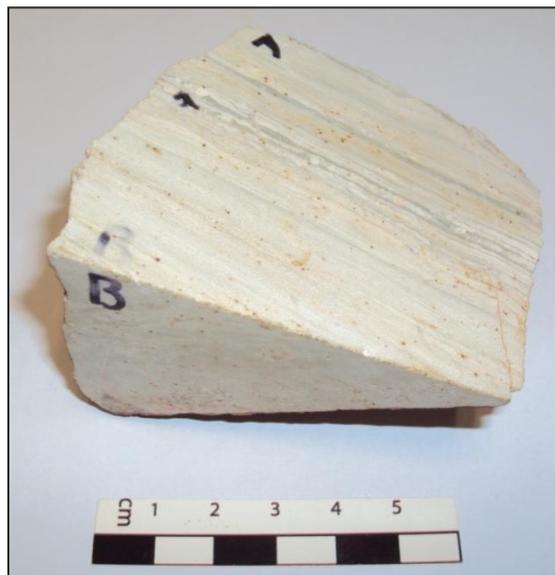
Coordenadas: Latitud N 21°46'11.3", Longitud W 106°40'40.0" (WGS84).

**Descripción Macroscópica:**

*Color:* Crema, con bandas de color gris azulado, motas de color ocre por oxidación dispersa en la muestra.

*Estructura y Textura:* Masiva, compacta, textura foliada milonítica, microcristalina.

*Minerales observables:* ferromagnesianos, pirita.



▲ Figura A11.4.14 Se localiza al NNW de la isla, se observa la textura milonítica, cataclástica

Clasificación de Campo: Dique aplítico

**Descripción Microscópica:**

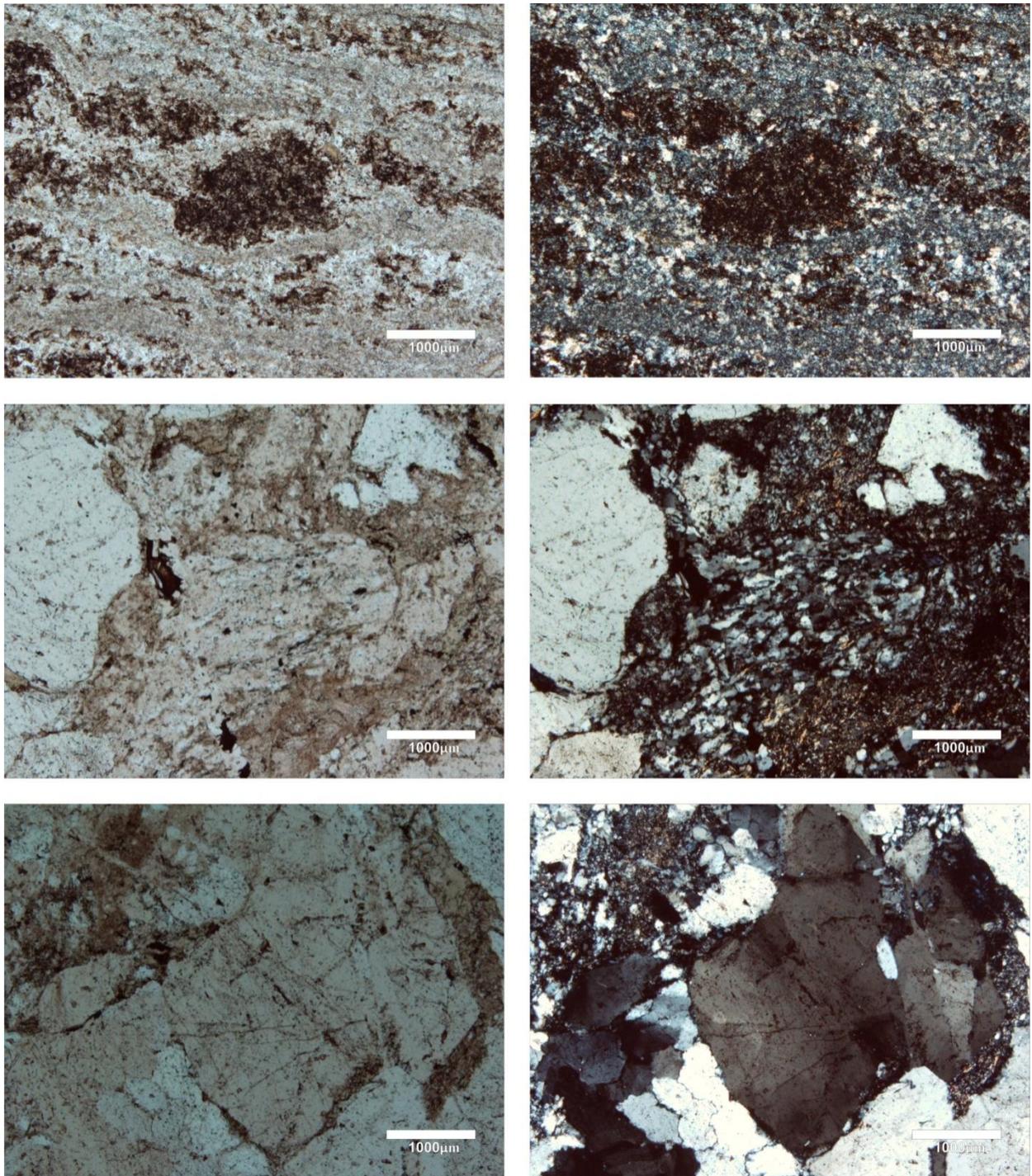
*Textura:* Sacaroide, foliación milonítica, disposición alineada de los minerales en bandas que se presentan difusas, contienen algunas acumulaciones porfidoblásticas con texturas criptocristalinas, de relieve muy bajo. La matriz es criptocristalina.

*Grado de Cristalinidad:* su composición es sólo cristales, la matriz es criptocristalina.

## Mineralogía:

<i>Especie</i>	<i>Composición</i>	<i>Tamaño (promedio)</i>	<i>Porcentaje (%)</i>	<i>Observaciones Texturales</i>
Feldspatos	$KAlSi_3O_8$	0.3mm	8	Se presentan como porfidoblastos
Plagioclasas	$Ab_{70}An_{30}-Ab_{50}An_{50}$	0.3mm	9	
Matriz		<0.01mm	82	Sacaroides
Cuarzo	$SiO_2$			Bandas delgadas y difusas
Opacos (pirita)	$Fe_3S_2$	<0.15mm	1	Dispuestos en motas muy dispersos en la roca

*Tabla A11.4.1. Minerales esenciales muestra SJ-11-04 para la clasificación.*



▲ Figura A11.4.15 columna izquierda con polarizador, derecha vista con polarizador y analizador.

***Descripción general***

En esta sección de lámina se puede observar el tamaño de los fenocristales. Algunas acumulaciones de cuarzo en bandas muy delgadas, algunos cristales de cuarzo miden en su eje mayor hasta 0.5mm, por su parte los minerales opacos presentan hábito cúbico de hasta 0.3mm, los cristales de plagioclasa de 0.6mm aproximadamente.

***Aspectos Metamórficos***

Protolito: por la disposición de las unidades contiguas, su protolito es la secuencia sedimentaria que también dio origen al esquisto de mica (SJ-11-03)

Ambiente de formación: Metamorfismo regional

Origen de la roca: cizalla

Clase química: pelítica

***Clasificación***

Milonita

**Muestra: SJ- 11-05**

Coordenadas: Latitud N 21°46'12.7", Longitud W 106°40'40.2" (WGS84).

***Descripción Macroscópica:***

*Color:* Crema con motas de color negro, con intercalación de bandas, al intemperie

*Estructura y Textura:* foliada.

*Minerales observables:* Minerales opacos (Pirita)

*Tamaño de cristales:* No observables a simple vista.



▲ Figura A11.5.16 Muestra de mano SJ-11-05 localizada al NNW del islote.

Clasificación de Campo: dique aplítico

***Descripción Microscópica***

*Textura:* Sacaroide, microcristalina, presenta porfidoblastos, foliación milonítica.

*Grado de Cristalinidad:* su composición es sólo cristales, la matriz es criptocristalina.

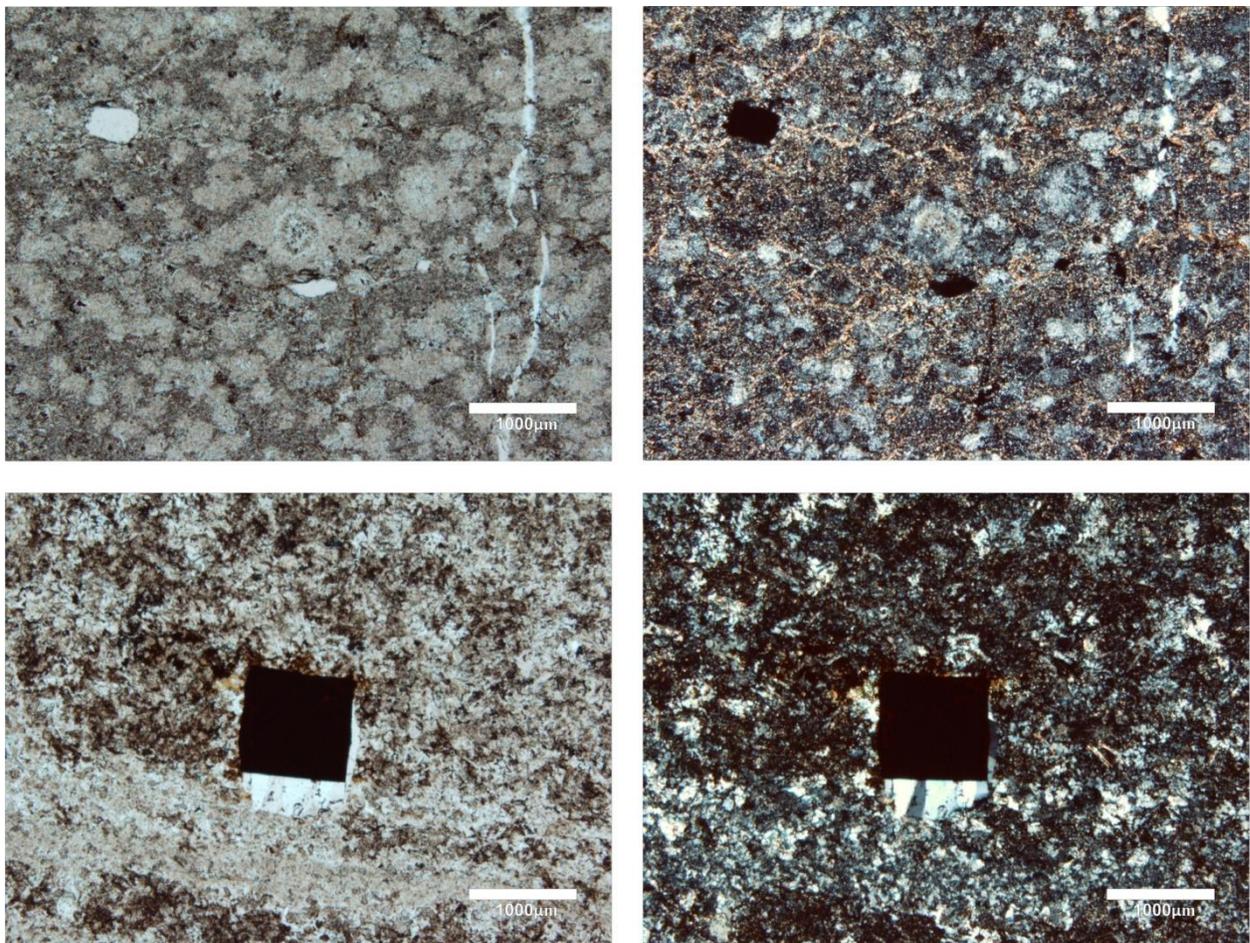
*Fabrica:*

En lámina delgada se observa una textura sacaroide, presencia de pirita.

## Mineralogía:

<i>Especie</i>	<i>Composición</i>	<i>Tamaño (promedio)</i>	<i>Porcentaje (%)</i>	<i>Observaciones Texturales</i>
Feldespatos	$KAlSi_3O_8$	0.3mm	9	Se presentan como porfidoblastos
Plagioclasas	$Ab_{70}An_{30}-Ab_{50}An_{50}$	0.3mm	9	
Matriz		<0.01mm	81	Microcristalina, sacaroide
Opacos (pirita)	$Fe_3S_2$	<0.15mm	1	Dispuestos en motas muy dispersos en la roca

*Tabla A11.5.1. Contenido mineral, para su clasificación*



▲ Figura A11.5. 17 Cristales de pirita con hábito cúbico, izquierda polarizador, derecha analizador.

***Descripción general***

Se observan fenocristales de feldespatos y plagioclasas sericitizados como componentes principales de la matriz. Tiene cristales de pirita con hábito cúbico. Se presentan algunas micas aciculares y se distinguen por su birrefringencia. En general no se pueden identificar al microscopio la mineralogía.

Los fenocristales que se pueden distinguir son plagioclasas y feldespato K.

***Aspectos Metamórficos***

Por la disposición de las unidades contiguas, su protolito es la secuencia sedimentaria de clase química pelítica que también dio origen al esquisto de mica (SJ-11-03), en un ambiente de formación de metamorfismo regional asociado a zonas de cizalla.

***Clasificación***

Milonita

**Muestra: SJ- 11-06**

Coordenadas: Latitud N 21°46'12.6", Longitud W 106°40'40.3" (WGS84).

**Descripción Macroscópica:**

*Color:* amarillo latón con algunas partes pardo claro al intemperismo, al fresco es gris muy claro con manchas difusas pardo claro y puntos negros, tiene líneas color crema a blancas.

*Estructura y Textura:* Foliada.

*Minerales observables:* Minerales opacos.

*Tamaño de cristales:* No observables a simple vista.



▲ Figura A11.6.18 Muestra de mano, se localiza al NNW de la isla.

Clasificación de Campo: dique aplítico

**Descripción Microscópica**

*Textura:* Sacaroide, microcristalina, presenta porfidoblastos, foliación milonítica.

*Grado de Cristalinidad:* su composición es sólo cristales, la matriz es criptocristalina.

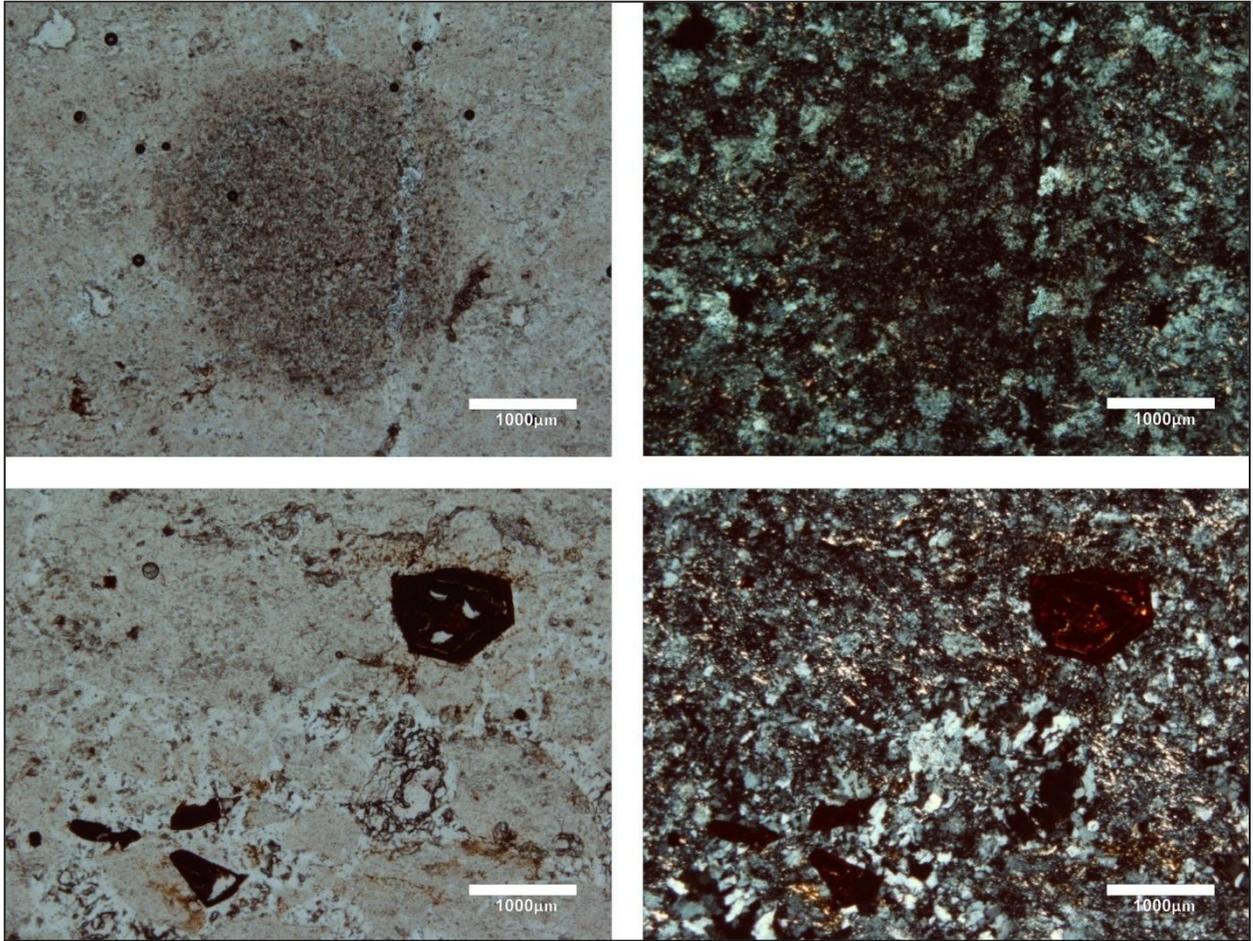
*Fabrica:*

Observaciones: Se presentan algunas micas aciculares, se distinguen por su birrefringencia, pero en general no se pueden identificar al microscopio la mineralogía. Los fenocristales se distinguen plagioclasas, feldespato K.

**Mineralogía:**

Especie	Composición	Tamaño (promedio)	Porcentaje (%)	Observaciones Texturales
Feldespatos	$KAlSi_3O_8$	0.3mm	10	Se presentan como porfidoblastos
Plagioclasas	$Ab_{70}An_{30}-Ab_{50}An_{50}$	0.3mm	10	
Matriz		<0.01mm	79	De textura sacaroide
Opacos (pirita)	$Fe_2S_2$	<0.15mm	1	Dispuestos en motas muy dispersos en la roca con hábito hexagonal

Tabla A11.6.1. Asociación mineral



▲ Figura A11.6. 19 Arriba se observan los fenocristales con un releve muy bajo con alteraciones a sericita, abajo cristales hematita con textura porfiroblástica.

### ***Descripción general***

En esta sección de lámina se puede observar el tamaño de los fenocristales. Algunas acumulaciones de cuarzo en bandas muy delgadas, algunos cristales de cuarzo miden en su eje mayor hasta 0.5mm, por su parte los minerales opacos presentan hábito cúbico de hasta 0.3mm, los cristales de plagioclasa de 0.6mm aproximadamente.

### ***Aspectos Metamórficos***

Por la disposición de las unidades en contacto, su protolito es la secuencia sedimentaria que también dio origen al esquisto de mica (SJ-11-03), de clase química pelítica. Su ambiente de formación está asociado a metamorfismo regional de cizalla.

### ***Clasificación***

#### **Milonita**

**Muestra: SJ- 11-08**

Coordenadas: Latitud N 21°46'13.6", Longitud W 106°40'41.0" (WGS84).

***Descripción Macroscópica:***

*Color:* gris verdoso con motas de color pardo, al intemperismo se presentan rosas-crema, amarillento y pardo amarillento, la matriz es de color gris claro.

*Estructura:* Masiva y compacta, muy densa.

*Textura:* Porfírica, se observa una fractura concoidea en el cuarzo

*Minerales observables:* Cuarzo, ferromagnesianos y feldespatos.



▲ **Figura A11.8.20 Muestra de mano SJ-11-08**

Clasificación de Campo: dique porfídico

**Descripción Microscópica**

*Grado de Cristalinidad:* Holocristalina

*Granularidad:*, tamaño del grano medio (1-5mm), la matriz es microcristalina.

*Textura:* Porfídica

*Fabrica:* Los phenocristales son subhedrales o hipidiomórficos (algunos cristales en parte están limitados por caras cristalinas), los cristales como las plagioclasas se presentan subhedrales o idiomórficos, los cuarzos son anhedrales con bordes corroídos y golfos, las biotitas son tabulares y subhedrales, la matriz es microcristalina.

**Mineralogía:**

<b>Minerales esenciales</b>				
<i>Especie</i>	<i>Composición</i>	<i>Tamaño (promedio)</i>	<i>Porcentaje (%)</i>	<i>Observaciones Texturales</i>
Plagioclasas	$Ab_{70}An_{30}-Ab_{50}An_{50}$ AlSi <sub>2</sub> O <sub>8</sub>	1.7mm	51	Subhedrales, macla Carlsbad, ligeramente sericitizados
Cuarzo	SiO <sub>2</sub>	1.14mm	31	Anhedrales, bordes corroidos
Feldespatos		1.5mm	18	Presenta algunos cristales con hábito radial.
Matriz		microcristalina		Presenta algunos cristales con hábito radial, pleocroísmo de amarillo claro a pardo muy tenue. Vetillas de cuarzo

*Tabla A11.8.1 Minerales esenciales muestra SJ-11-08 para la clasificación.*

<b>Minerales accesorios</b>				
<i>Especie</i>	<i>Composición</i>	<i>Tamaño (promedio)</i>	<i>Porcentaje (%)</i>	<i>Observaciones Texturales</i>
Biotita	$K(Mg,Fe^{2+})_3(Si_3Al)O_{10}(OH,F)_2$	0.7mm	2	Subhedrales, tabulares, cloritizados con ausencia de núcleo
Opacos (Pirita, Magnetita)	Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	0.2mm	1	Se observan bordes de oxidación
Circón	ZrSiO <sub>4</sub>		1	

*Tabla A11.8.2 Mineralogía*

<b>Minerales secundarios</b>		
<i>Especie</i>	<i>Composición</i>	<i>Observaciones</i>
Clorita	$(Mg,Fe,Al)_{12}(Si,Al)_8O_{20}(OH)_{16}$	Se presenta como alteración de la biotita
Sericita	$K(Al_2)(AlSi_3O_{10})(OH)_2$	Como alteración de las plagioclasas

*Tabla A11.8.3 Minerales secundarios*

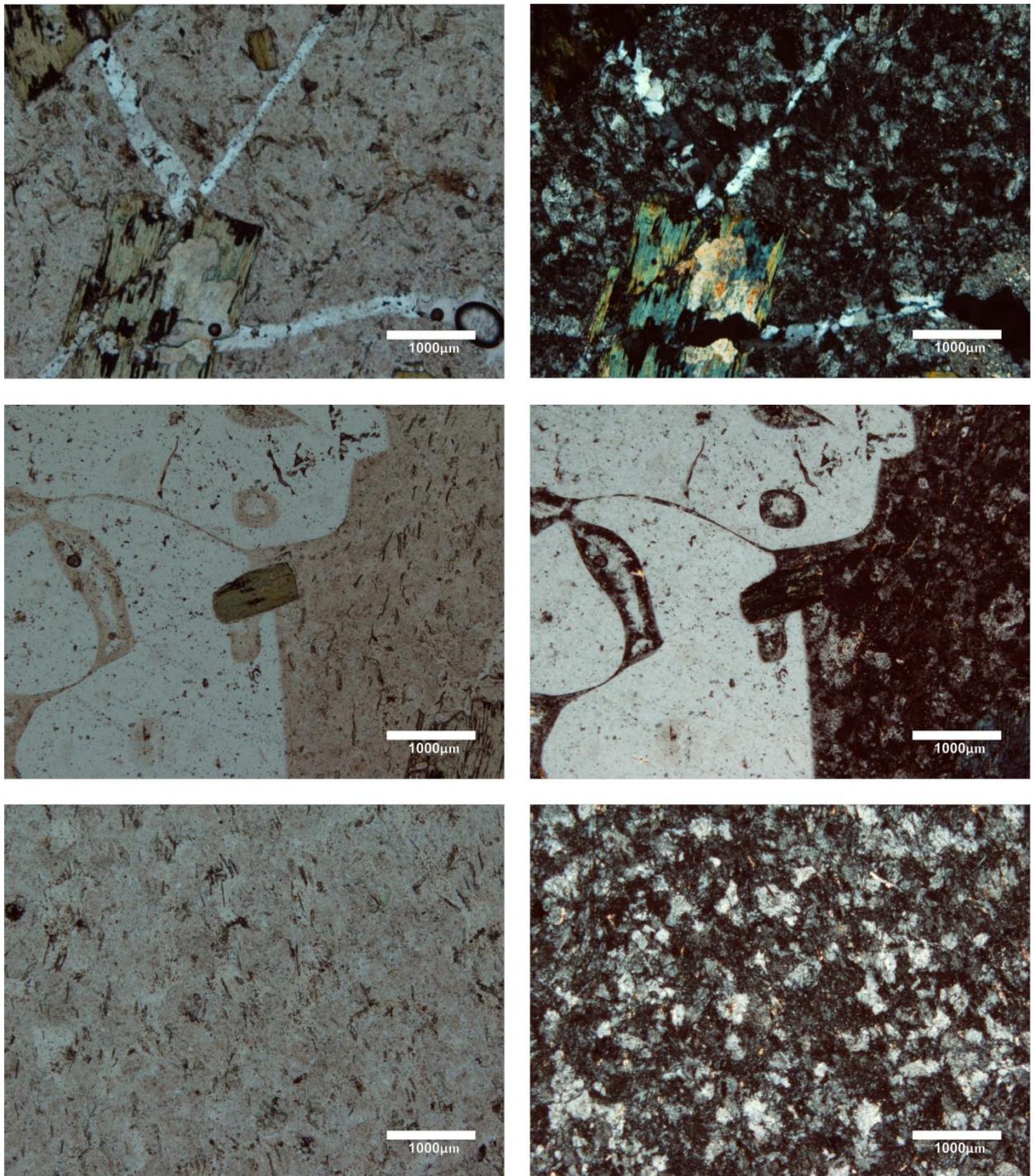


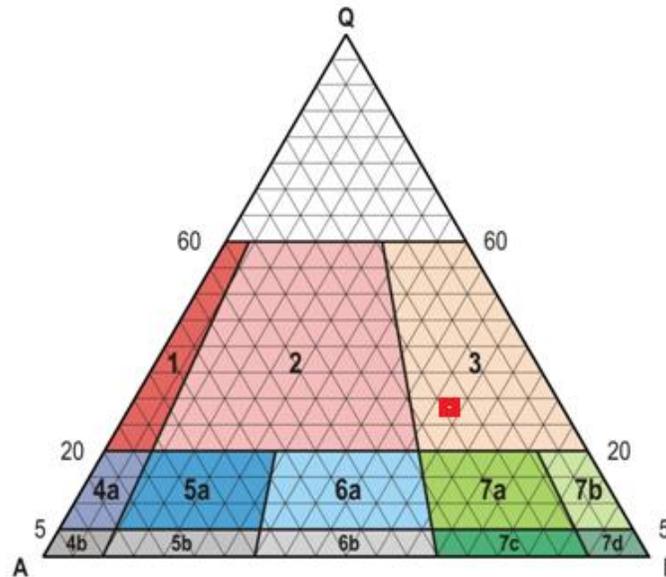
Figura A11.8.2 Vista en microscopio petrográfico. Izquierda: con polarizador, derecha: con nicoles cruzados, se observan los hábitos de las biotitas.

### Análisis mineralógico

Cuento de puntos muestra SJ-11-08		% modal
Plagioclasa	412	<b>51.50</b>
Feldespato K	145	<b>18.13</b>
Cuarzo	243	<b>30.38</b>
Biotita	5	
<b>Total</b>	<b>800</b>	<b>100</b>

*Tabla A11.8.4 Resultado del conteo modal de los minerales esenciales para su clasificación según el diagrama de Streckeisen (1979).*

### Observaciones y caracteres especiales



▲ Figura A10.3.3.

Clasificación de las rocas ígneas extrusivas, según Streckeisen (1979). Q (contenido en Cuarzo), A (Feldespato potásico), P (Plagioclasa). 1a (Riolita de feldespato alcalino) ; 2 (Riolita); 3 (Dacita) ; 4 (Traquita de feldespato alcalino); 5 (Traquita); 6 (Latita); 7a (Latiandesita); 7b (Andesita/basalto).

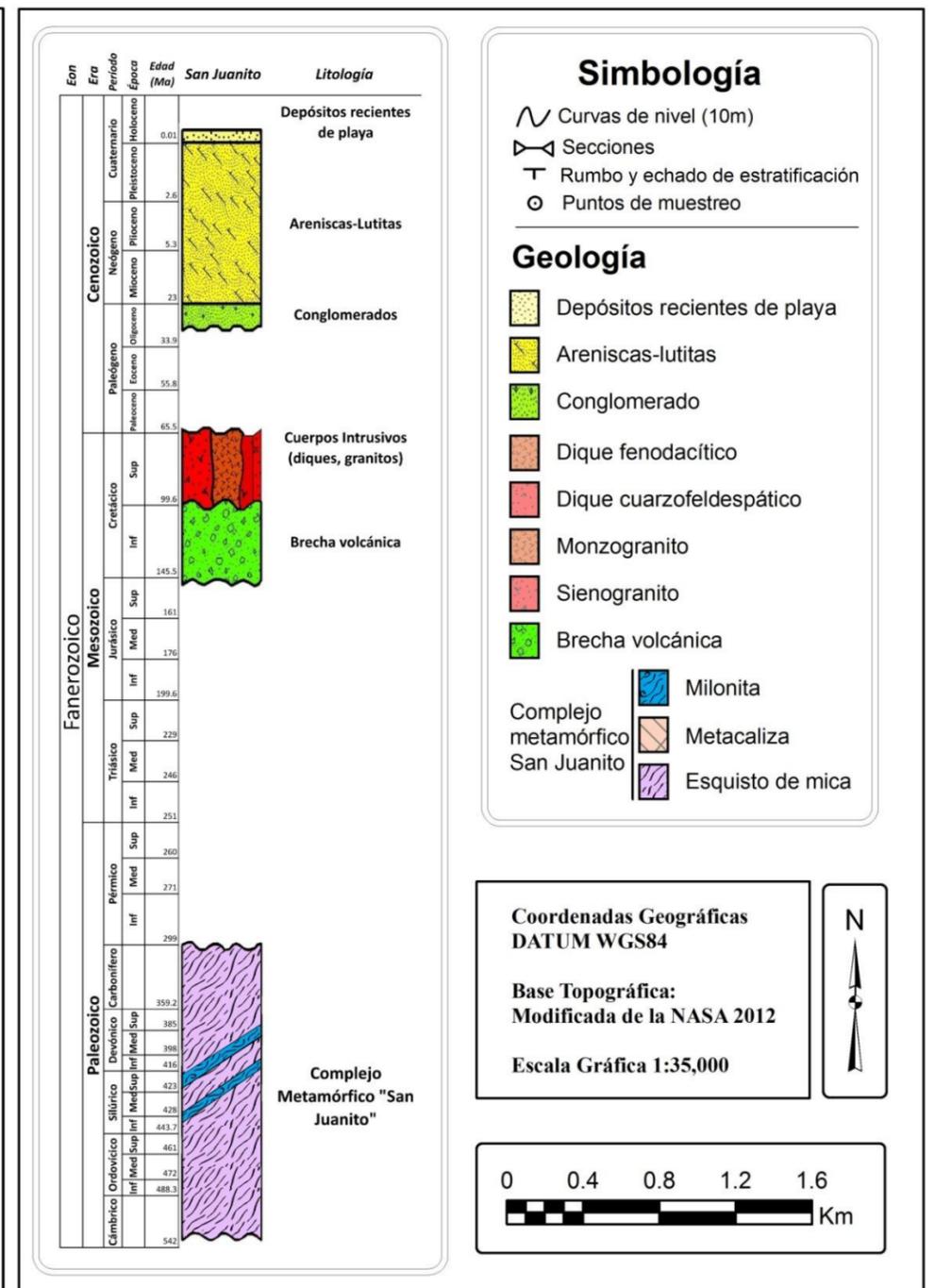
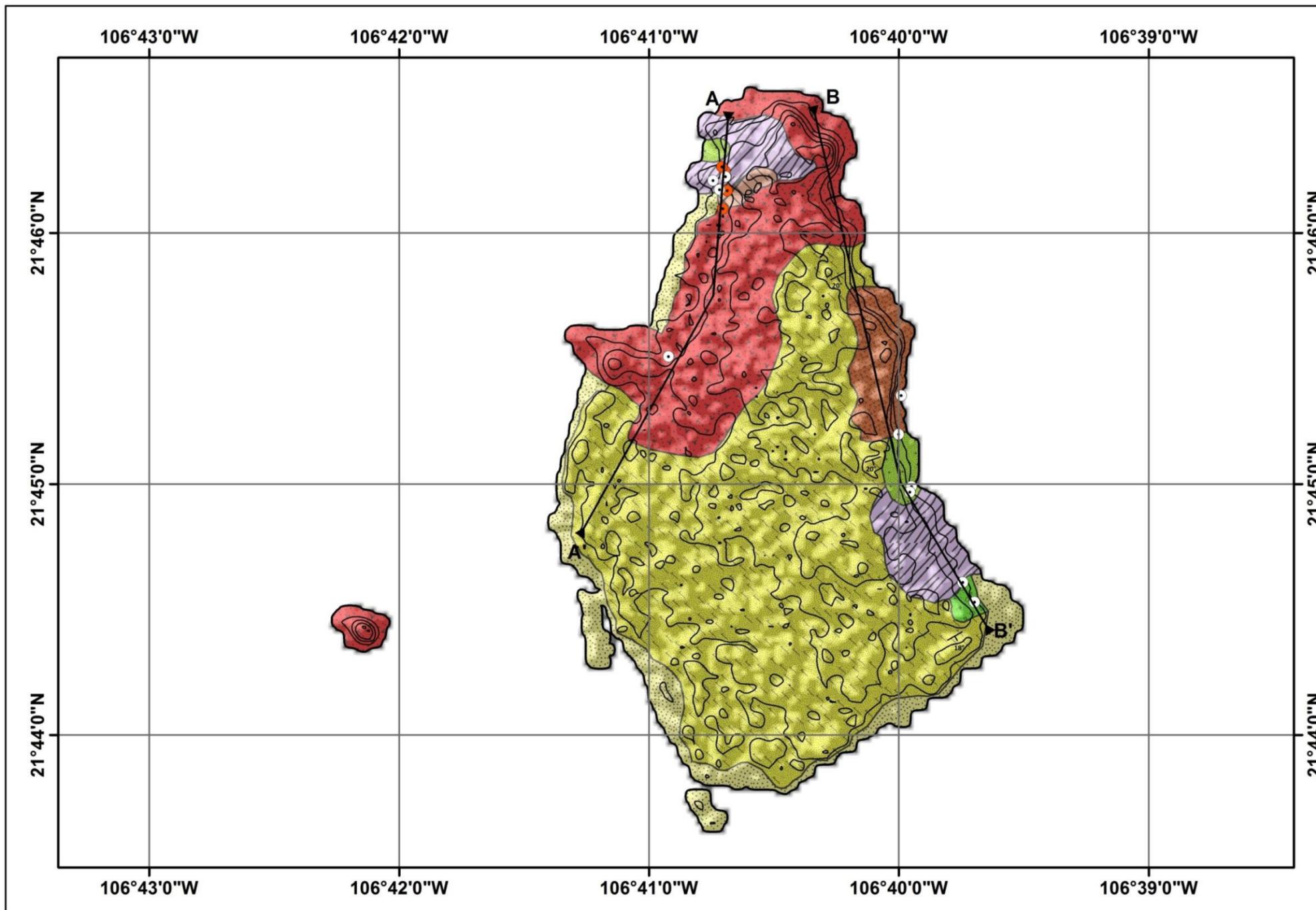
### Origen de la roca:

Hipabisal

### Clasificación

Dique fenodacítico

**ANEXO B**  
**MAPA GEOLÓGICO**



### Simbología

- ~ Curvas de nivel (10m)
- ↔ Secciones
- ⊥ Rumbo y echado de estratificación
- Puntos de muestreo

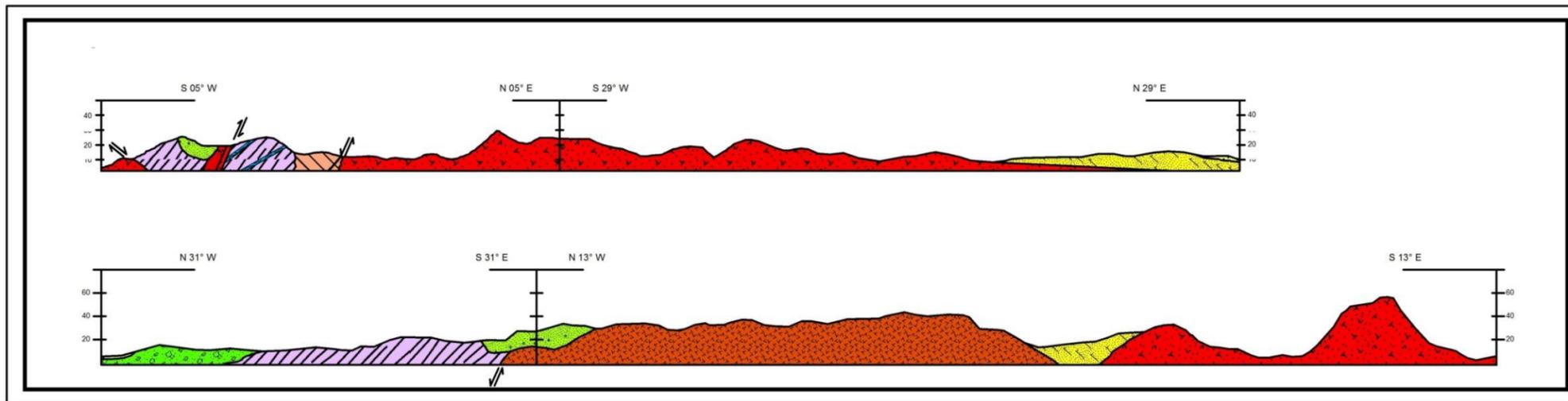
### Geología

- Depósitos recientes de playa
- Areniscas-lutitas
- Conglomerado
- Cuerpos Intrusivos (diques, granitos)
- Dique fenodacítico
- Dique cuarzofeldespático
- Monzogranito
- Sienogranito
- Brecha volcánica
- Milonita
- Metacaliza
- Esquisto de mica

Coordenadas Geográficas DATUM WGS84

Base Topográfica: Modificada de la NASA 2012

Escala Gráfica 1:35,000



**GEOLOGÍA DE LA ISLA SAN JUANITO, ARCHIPIÉLAGO ISLAS MARIAS, NAYARIT, MÉXICO.**

**PLANO 1/1: GEOLOGÍA**

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

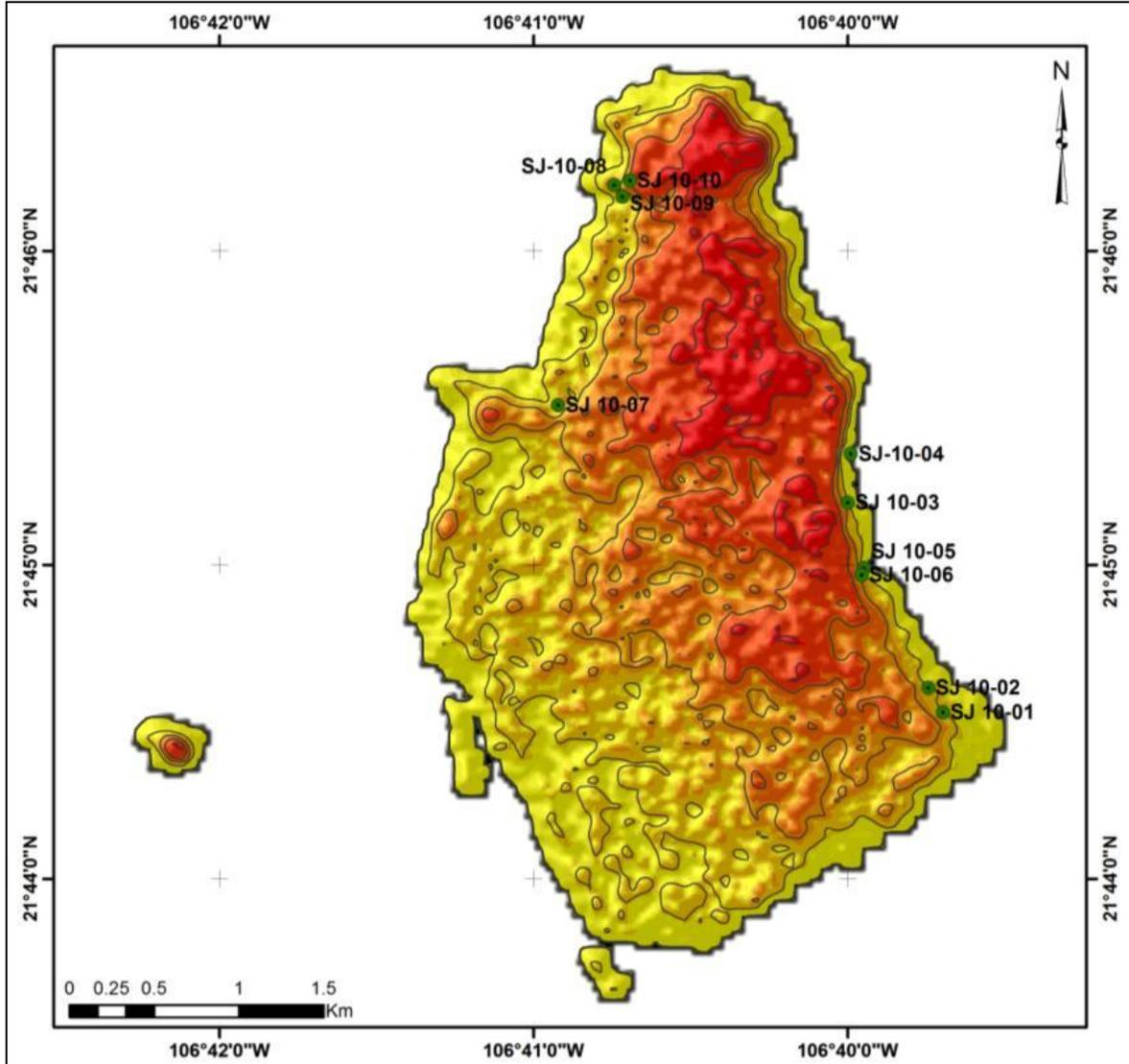
FACULTAD DE INGENIERÍA

Lizbeth García Pérez  
Antonio Peralta Miranda

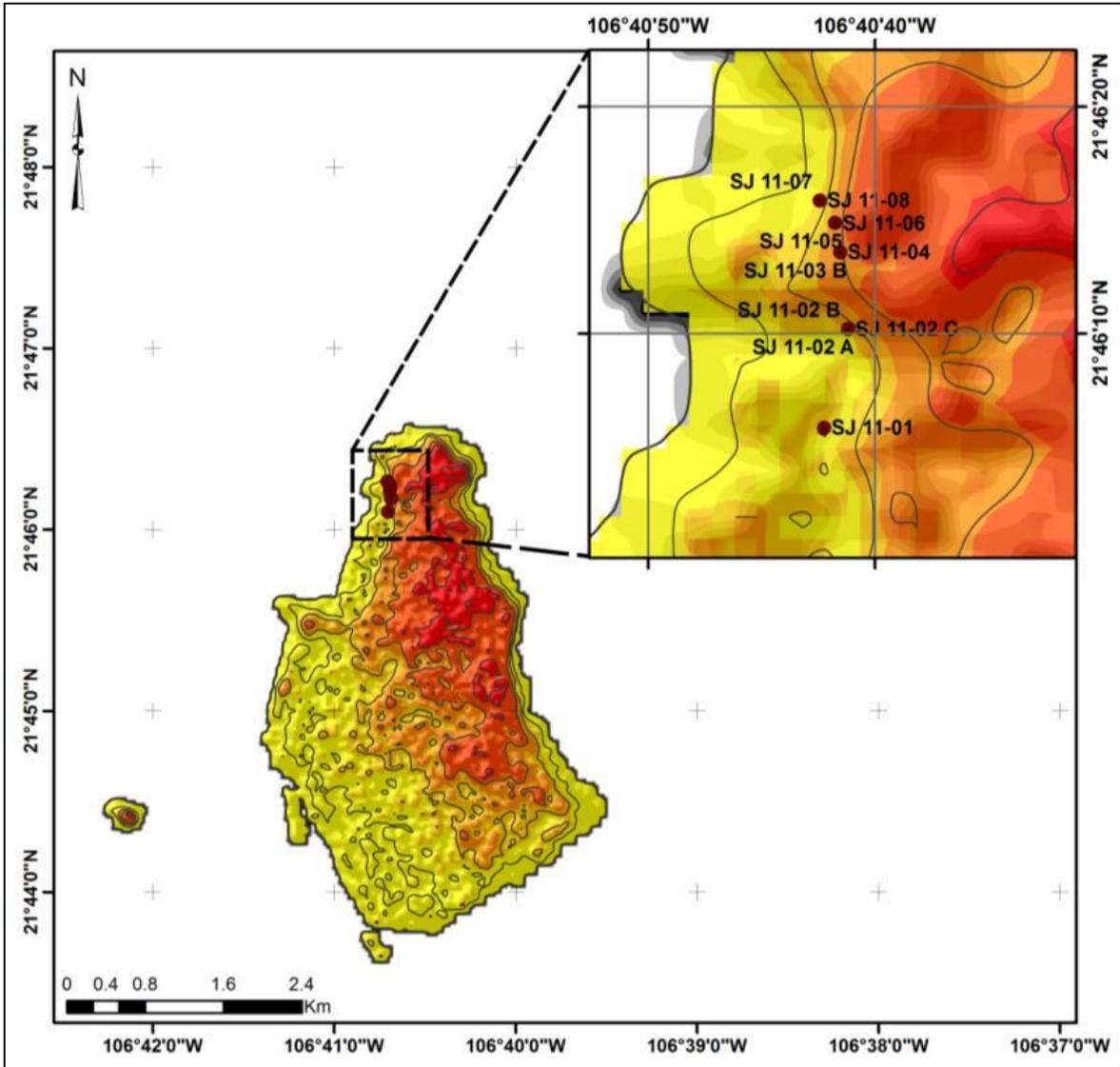
Director de Tesis: Dr. Peter Schaaf  
LUGIS, Instituto de Geofísica

# **ANEXO C**

# **LOCALIZACIÓN DEL MUESTREO**



▲ Localización de las muestras colectadas den la campaña de campo del 2010, en el cual se recorrió el borde este y parte del noreste de la isla (curvas de nivel acotadas cada 10m).



▲ Puntos de muestreo en la salida de campo del 2011, recorrimos la playa noroeste, enfocándonos a la zona de mayor diversidad geológica (curvas de nivel acotadas cada 10m).